



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

LUCAS INÁCIO SILVA DOS SANTOS

**A ZONA DE MÍNIMO DE OXIGÊNIO E PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS
NA ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE, ATLÂNTICO SUL SUBTROPICAL**

Recife
2022

LUCAS INÁCIO SILVA DOS SANTOS

**A ZONA DE MÍNIMO DE OXIGÊNIO E PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS
NA ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE, ATLÂNTICO SUL SUBTROPICAL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia do Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito para obtenção do título de Mestre em Oceanografia.

Área de Concentração: Oceanografia
Abiótica

Orientador: Manuel de Jesus Flores Montes
Coorientadora: Dóris Regina Aires Veleda

Recife
2022

Catálogo na fonte
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

- S237z Santos, Lucas Inácio Silva dos.
A Zona de Mínimo de Oxigênio e parâmetros oceanográficos na Elevação do Rio Grande, Atlântico Sul subtropical / Lucas Inácio Silva dos Santos. 2023.
49 f.: il.
- Orientador: Prof. Dr. Manuel de Jesus Flores Montes.
Coorientadora: Profa. Dra. Dóris Regina Aires Veleda.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco.
CTG. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Recife, 2023.
Inclui referências.
1. Oceanografia. 2. Zona de Mínimo de Oxigênio. 3. Desoxigenação. 4. Atlântico subtropical. 5. Oxigênio dissolvido. 6. Massa d'água. Elevação do Rio Grande. I. Montes, Manuel de Jesus Flores (Orientador). II. Veleda, Dóris Regina Aires. III. Título.

UFPE

551.46 CDD (22. ed.)

BCTG / 2023 - 113

LUCAS INÁCIO SILVA DOS SANTOS

A ZONA DE MÍNIMO DE OXIGÊNIO E PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS NA
ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE, ATLÂNTICO SUL SUBTROPICAL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Oceanografia. Área de concentração: Oceanografia Abiótica.

parecer em: 25/11/2022

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Manuel de Jesus Flores Montes (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

Prof^a. Dr^a. Dóris Regina Aires Veleza (Coorientadora)
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

Alex Costa da Silva (Examinador Interno)
Prof. Dr. Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Vitor Gonzalez Chiozzini (Examinador Externo)
Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP)

Aos 49' do segundo tempo, num cenário histórico do nosso país, onde a urgência da redemocratização se mostra tão essencial quanto a preservação das vidas frente à sombra da pandemia que ainda a muitos assola, me encontro em mais um desafio, a coragem de navegar para novos mares, viver longe de casa e encerrar mais um ciclo de minha vida.

Dedico este trabalho a todos, que por mais singelo ou não intencional motivo, interferiram de forma positiva e agregadora na produção e desenvolvimento do mesmo. A minha família, que apesar dos pesares, sempre esteve presente compartilhando, muitas vezes, do suporte, apoio e carinho que são fundamentais na trajetória acadêmica da pós-graduação no país, eu dedico os meus mais sinceros agradecimentos pessoais.

Ofereço também os créditos do trabalho aos colegas e amigos, ah.. amigos! aqueles que indubitavelmente estão com você nos melhores e nos piores momentos, aliás, esses são os que melhor fazem os amigos. Uns que já passaram, outros que permaneceram, assim como o caminhar da pesquisa, a vida é eterna metamorfose, e a única certeza é que a mudança é constante e o amor é presente.

Por final, eu dedico esta bela composição científica a todos os colegas de trabalho que participaram ativamente dos diferentes processos que envolvem a pesquisa acadêmica, em especial os colaboradores do Laboratório de Oceanografia Química da Universidade Federal de Pernambuco.

Aqui os deixo, para encontra-los o mais breve possível, saudosos companheiros!

E assim começaram a surgir os corajosos que deixaram suas cidades de Fome e miséria para tentar alimentar a família nas capitais, cheias de Oportunidades e monstros. Os corajosos que deixaram o aconchego do lar Para estudar e sonhar com o futuro incrível e hipotético que os espera. Os Corajosos que deixaram cidades amadas para viver oportunidades que não Aparecem duas vezes. Os corajosos que deixaram, enfim, a vida que Tinham nas mãos, para voar para vidas que decidiram encarar de peito aberto.

A vida de quem inventa de voar é paradoxal, todo dia.

Mas será que a gente aprende? A ficar doente sem colo, a sentir o cheiro da Comida com os olhos, a transformar apartamentos vazios na nossa casa, Transformar colegas em amigos, dores em resistência, saudades cortantes Em faltas corriqueiras?

Será que a vida será sempre esta sina, em qualquer dos lados em que a Gente esteja? Será que estaremos aqui nos perguntando se deveríamos estar Lá e vice versa? Será teste, será opção, será coragem ou será carma?

Será que um dia saberemos, afinal, se estamos no lugar certo? Será que há, Enfim, algum lugar certo para viver essa vida que é um turbilhão de Incertezas que a gente insiste em fingir que acredita controlar?

Eu sei que não é fácil. E que admiro quem encarou e encara tudo isso, todo dia.

O preço é alto. A gente se questiona, a gente se culpa, a gente se angustia. Mas o destino, a vida e o peito às vezes pedem que a gente embarque. Alguns não vão. Mas nós, que fomos, viemos e iremos, não estamos livres Do medo e de tantas fraquezas. Mas estamos para sempre livres do medo De nunca termos tentado. Keep walking.

(O alto preço de viver longe de casa. RUTH MANUS, 2015)

RESUMO

A Elevação do Rio Grande é considerada uma extensão do continente sul-americano no Oceano Atlântico Sul Subtropical, e por isso desempenha papel muito estratégico no desenvolvimento sócio/econômico/ambiental do país. A criação de uma linha de base ambiental para a região foi um dos propulsores do presente trabalho, que teve também como objetivo a descrição e avaliação das condicionantes oceanográficas, sobretudo, a caracterização hidrológica da área. A partir de então, o estudo acerca da presença de uma Zona de Mínimo de Oxigênio teve como base a observação e interpretação dos parâmetros hidroceanográficos do local. Com dados *in situ* para os anos de 2018 e 2020, a análise do diagrama TS e da faixa de intervalos de densidade demonstrou a presença de um gradiente para até seis massas d'água na região. Estas foram: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda Circumpolar Superior (ACS), onde se deu o núcleo da Zona de Mínimo de Oxigênio (ZMO), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), sendo esta a mais extensa, e por final, a Água de Fundo Antártica (AFA), identificada a partir da utilização do Oxigênio Dissolvido (OD) como *proxy*. Apesar da forte interação com a atmosfera, o pico de OD ($251.84 \mu\text{mol.kg}^{-1}$) não foi encontrado nas águas superficiais ($<50 \text{ m}$) que permanecem a maior parte do tempo saturadas, mas sim próximo à base da termoclina sazonal, deslocado logo acima do pico de clorofila. Alcançando valores típicos para oceano aberto, a clorofila teve máxima concentração (0.6 mg.m^{-3}) em cerca de 100 m de profundidade e foi circundada pelo aumento nos valores de OD. O primeiro mínimo de OD foi localizado na ACAS, em profundidades intermediárias, característico de águas tropicais. Em seguida, a AIA apresentou a “high-oxygen tongue”, oxigenada, porém sem aumento real na taxa de saturação. Mais ao fundo, a zona com valores mínimos de oxigênio encontrada foi a ACS, com extensão de cerca de 700 m e taxa de saturação atingindo valores mínimos de 49%. A contextualização dos fatores como idade da massa d'água, assim como os processos biogeoquímicos que acontecem ao longo da história da circulação oceânica da ACS foram os principais argumentos que sustentaram a expressão deficitária do OD para a massa d'água. Por final, os perfis climatológicos corroboraram com as observações *in situ* quando apresentaram uma estrutura de termoclina permanente, com uma clara estabilidade térmica na parcela de água mais profunda, ocupada majoritariamente pela APAN. Em relação as quantidades de OD, a ACS foi detentora da zona com mínimo valores de oxigênio, com núcleo de até $190 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ nos 1400 m de profundidade.

Palavras-chave: zona de mínimo de oxigênio; desoxigenação; Atlântico Subtropical; oxigênio dissolvido; massa d'água; Elevação do Rio Grande.

ABSTRACT

The Rio Grande Rise is considered an extension of the South American continent in the Subtropical South Atlantic Ocean, and therefore plays a very strategic role in the socio/economic/environmental development of the country. The creation of an environmental baseline for the region was one of the drivers of the present work, which also aimed at the description and evaluation of the oceanographic constraints, especially the hydrological characterization of the area. From then on, the study about the presence of an Oxygen Minimum Zone was based on the observation and interpretation of the local hydro-oceanographic parameters. With *in situ* data for the years 2018 and 2020, analysis of the TS diagram and the range of density intervals demonstrated the presence of a gradient for up to six water bodies in the region. These were: Tropical Water (TW), South Atlantic Central Water (SACW), Antarctic Intermediate Water (AAIW), Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), where the core of the Oxygen Minima Zone (OMZ) took place, North Atlantic Deep Water (NADW), this being the most extensive, and finally, the Antarctic Bottom Water (AABW), identified from the use of Dissolved Oxygen (DO) as a proxy. Despite the strong interaction with the atmosphere, the DO peak ($251.84 \mu\text{mol.kg}^{-1}$) was not found in the surface waters ($<50 \text{ m}$) that remain saturated most of the time, but rather near the base of the seasonal thermocline, displaced just above the chlorophyll peak. Reaching values typical for open ocean, chlorophyll had maximum concentration (0.6 mg.m^{-3}) at about 100 m depth and was surrounded by the increase in OD values. The first OD minimum was located in the SACW at intermediate depths, characteristic of tropical waters. Next, the AAIW presented the "high-oxygen tongue", oxygenated, but with no real increase in saturation rate. Further down, the zone with minimum oxygen values found was the UCDW, with a length of about 700 m and saturation rate reaching minimum values of 49% . The contextualization of factors such as the age of the water mass, as well as the biogeochemical processes occurring throughout the history of the UCDW ocean circulation were the main arguments supporting the deficit expression of DO for the water mass. Finally, the climatological profiles corroborated with the *in situ* observations when they presented a permanent thermocline structure, with a clear thermal stability in the deeper water parcel, mostly occupied by NADW. Regarding the amounts of DO, the UCDW was the holder of the zone with the lowest oxygen values, with core up to $190 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ at 1400 m depth.

Keywords: oxygen minimum zone; deoxygenation; South Atlantic Subtropical; dissolved oxygen; water mass; Rio Grande Rise;

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	9
1.1	APRESENTAÇÃO	9
1.2	CONTEXTO GERAL	9
1.3	CONTEXTO CLIMÁTICO	12
1.4	CONTEXTO LOCAL	16
1.5	OBJETIVOS	19
1.5.1	Objetivo Geral	19
1.5.2	Objetivos Específicos	19
2	ESTADO DA ARTE	20
2.1	FORMAÇÃO E ESTABELECIMENTO DA ZONA DE MÍNIMO DE OXIGÊNIO	20
2.2	POTENCIAIS IMPACTOS BIOLÓGICOS	23
3	RESULTADOS	26
3.1	ARTIGO - OXYGEN MINIMUM ZONE IN THE RIO GRANDE RISE AND ITS OCEANOGRAPHIC FEATURES	26
4	CONSIDERAÇÕES FINAIS	42
	REFERÊNCIAS	43

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A presente dissertação enquadra-se no formato de artigo científico e objetiva a discussão dos fatores oceanográficos que influenciam a distribuição do oxigênio dissolvido na borda oeste do Atlântico Sul, com foco na região da Elevação do Rio Grande (ERG), assim descrevendo a Zona de Mínimo de Oxigênio e suas implicações para o meio. Subsidiados por dados *in situ*, a pesquisa mostra-se uma das pioneiras na região vista a escassez de trabalhos sobre o tema na área.

O trabalho apresenta-se dividido em 4 seções, a primeira apresentando o contexto geral da problemática abordada, assim como aspectos e conceitos sobre a descrição da presença de Zonas de Mínimo de Oxigênio nos oceanos. A segunda seção contém o estado da arte do tema trabalhado. O terceiro capítulo trata-se do artigo intitulado *Oxygen Minimum Zone in the Rio Grande Rise and its oceanographics variables/features*, submetido para a revista *Progress in Oceanography*. Em conclusão, a última seção faz menção às conclusões finais acerca do desenvolvimento do trabalho e perspectivas futuras.

O autor deste trabalho foi bolsista do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). As amostragens foram realizadas durante o projeto “PROERG – Levantamento de Linha de Base Ambiental I e II”, desenvolvido pela Serviço Geológico do Brasil com apoio do Navio Hidroceanográfico Vital de Oliveira pertencente à Marinha do Brasil.

1.2 CONTEXTO GERAL

Já encontra-se bem estabelecido o conceito de que os oceanos exercem influência direta na saúde dos ecossistemas marinhos e no clima global, desempenhando um papel único e essencial na manutenção da vida aquática e terrestre (DOTY; OGURI, 1956; DUTEIL; OSCHLIES; BÖNING, 2018; ISENSEE *et al.*, 2018; STRAMMA *et al.*, 2011). A composição da água dos oceanos está em constante dinâmica e é caracterizada a partir dos efeitos dominantes de diferentes processos oceanográficos e meteorológicos que envolvem principalmente aspectos físicos e biogeoquímicos do ambiente (LIMBURG *et al.*, 2020).

A exemplo, o balanço entre níveis de precipitação e evaporação pode ser

interpretado como uma inferência da distribuição espacial da temperatura ao redor do globo, a qual apresenta gradiente latitudinal decrescente, partindo do equador em direção aos polos. Regiões oceânicas de médias latitudes, como o trópico de capricórnio (oceano Atlântico subtropical), possuem os maiores índices de salinidade, provocados por padrões de circulação atmosférica, onde os movimentos descendentes de massas de ar seco resultam em altos níveis de evaporação, suficientes para superar os índices de precipitação e elevar assim a salinidade (DIJKSTRA, 2008). Como a maior parte dos processos que influenciam a salinidade está localizada na superfície, o interior dos oceanos reflete características mais constantes, apesar de seu comportamento dinâmico, no que diz respeito a distribuição vertical da salinidade.

A haloclina, estrutura associada à salinidade, é caracterizada pela brusca mudança do parâmetro ao longo da coluna d'água e está normalmente localizada entre a base da camada de mistura e a profundidade de 1000m (TRUJILLO; THURMAN, 2011), exercendo papel importante na posição vertical de diferentes massas de água através da densidade. Em camadas mais profundas ($> 1000\text{m}$), apesar da relativa incompressibilidade da água, aliada a pressão e temperatura, a salinidade, mesmo que praticamente constante com valores entre 34,5 e 35, influencia a densidade através de uma relação direta contribuindo para que massas de água mais densas ocupem camadas mais profundas.

Em relação a temperatura dos oceanos, observa-se uma distribuição espacial resultante principalmente do grau de contribuição da radiação solar, que tem seus índices nivelados seguindo diferentes padrões climáticos e geográficos globais, a exemplo da latitude. A interação entre oceano e atmosfera determina a temperatura superficial dos oceanos através da troca de calor, além de também sofrer perturbações de processos de transferência de calor como condução, convecção, e evaporação (BROWN *et al.*, 1995).

Sendo considerada uma forte contribuinte na determinação da densidade (EMERSON; HEDGES, 2008), parâmetro principal constituinte da identificação de massas d'água, a temperatura exerce influência em diferentes compartimentos dos oceanos, como em processos biogeoquímicos (OSCHLIES *et al.*, 2019), na determinação de atividades metabólicas de organismos marinhos (GALLO; LEVIN, 2016), assim como na solubilidade de gases dissolvidos (STEELE; THORPE; TUREKIAN, 2011), estes por sua vez tendo suas concentrações afetadas apresentando uma relação indireta com a temperatura.

O fluxo de transferência de um gás entre oceano e atmosfera leva como princípio a diferença de pressão parcial dos gases em ambos os sistemas, e pode variar de um elemento para outro, a exemplo do O_2 que possui velocidade de troca entre os meios com escala de magnitude uma vez maior, quando comparado ao CO_2 , tendendo ao equilíbrio e saturação do sistema (BEATY *et al.*, 2017). Levin (2018) também reitera a contribuição dos parâmetros de salinidade e pressão, que podem ser utilizados como indicativos de maior ou menor grau de solubilidade de um gás, através da densidade. De maneira geral, quanto maior temperatura e salinidade, menor a solubilidade do gás (BARONI; PALASTANGA; SLOMP, 2020).

Dentre os gases disponíveis na atmosfera, o oxigênio que é um dos mais importantes gás dissolvido na água do mar (KARENSEN; STRAMMA; VISBECK, 2008). A fotossíntese, os processos respiratórios e os de oxirredução influenciam na disponibilidade do oxigênio dissolvido (OD) e CO_2 , os quais apresentam concentração heterogênea ao longo da coluna d'água bem como latitudinalmente. O OD apresenta destacada importância dentre os gases dissolvidos na água do mar, pois também auxilia a descrição e compreensão da dinâmica biogeoquímica do ambiente (LIMBURG *et al.*, 2020), fornecendo interpretações acerca de quais variáveis governam sua distribuição nos oceanos, e conseqüentemente, as reações e dinâmica de outros padrões biogeoquímico.

Ainda na região oceânica, em condições de subsaturação de OD em relação à atmosfera, o fluxo observado é de difusão do oxigênio atmosférico em oxigênio dissolvido na água, visto que a concentração de oxigênio na atmosfera é bem maior que na água do mar. A magnitude e direção desse fluxo são influenciadas pela diferença entre as concentrações, medidas a partir da pressão parcial do gás entre essas matrizes, bem como do estado de turbulência na superfície do oceano, sendo ambas em referência à concentração de equilíbrio do gás na interface ar-água (STEELE; THORPE; TUREKIAN, 2011).

Em geral, a coluna de água está em sua grande parte em equilíbrio com a atmosfera em relação aos gases dissolvidos, e a fração de oxigênio em uma dada massa de água segue três critérios principais: (i) a quantidade de oxigênio que a parcela d'água foi capaz de reter no momento de sua formação, levando em consideração a solubilidade do oxigênio; (ii) o tempo de ventilação da massa d'água para o interior dos oceanos; e por último, (iii) a taxa em que o oxigênio dissolvido é consumido durante processos respiratórios, como oxidação de matéria orgânica, aqui denominada

mineralização/remineralização (BEATY *et al.*, 2017; RESPLANDY, 2018), ao longo da história de vida da parcela d'água.

A atividade fotossintética é uma importante fonte de OD, porém restrita à zona fótica. Com o aumento da profundidade as concentrações de OD sofrem declínio em resultado à ausência de luminosidade e afastamento da atmosfera reduzindo exponencialmente os processos difusivos. Além disso, como já mencionado, o consumo do OD é intensificado pelos processos respiratórios e de mineralização da matéria orgânica, até cerca dos 1000 m (SCHMIDTKO; STRAMMA; VISBECK, 2017). Este decréscimo é contínuo podendo até atingir-se uma zona com baixíssimas concentrações de OD, a Zona de Mínimo de Oxigênio (ZMO). Em porções mais abaixo da ZMO, a disponibilidade de OD aumenta, devido ao transporte horizontal, à circulação que carrega águas superficiais bem ventiladas e ricas em oxigênio para o interior dos oceanos (RESPLANDY, 2018), e também pela diminuição significativa dos processos respiratórios, reduzindo assim o seu consumo e consequentemente sua utilização.

A ZMO está presente em várias partes do mundo (BARONI; PALASTANGA; SLOMP, 2020; GALLO; LEVIN, 2016), sendo as mais expressivas encontradas no sudoeste da África, no Mar da Arábia e na porção leste do Oceano Pacífico (STEELE; THORPE; TUREKIAN, 2011; STRAMMA *et al.*, 2020; TRUCCO-PIGNATA *et al.*, 2019). Diferentes das regiões costeiras, as ZMO's presentes em áreas oceânicas são resultantes de fatores oceanográficos. A baixa circulação e um alto tempo de residência de massas d'água, aliados a um alto condicionante de consumo do OD, como exemplo da alta produtividade primária produzida por um intenso evento de ressurgência, como ocorre na costa do Peru e Chile (STEELE; THORPE; TUREKIAN, 2011), podem ser caracterizados como fatores atuantes na formação e estabelecimento de uma ZMO.

1.3 CONTEXTO CLIMÁTICO

Além de ser essencial para a ecologia dos oceanos (KEELING; KÖRTZINGER; GRUBER, 2010) e utilizado na respiração de quase totalidade dos organismos e em processos redox (ISENSE, *et al.*, 2018), o OD pode ser um grande fator conduzindo sistemas econômicos e sociais, principalmente em regiões costeiras, interferindo na disponibilidade de recursos marinhos vivos (BUSECKE; RESPLANDY; DUNNE, 2019; STRAMMA *et al.*, 2020). Por outro lado, nota-se que o exacerbado *input* antrópico de

nutrientes em águas costeiras vem causando além da eutrofização (BARONI; PALASTANGA; SLOMP, 2020; LIMBURG *et al.*, 2020), a desoxigenação (DEUTSCH, *et al.*, 2014) dessas áreas ao longo das últimas décadas, tendo como fator sinérgico, o aquecimento anômalo das águas (STRAMMA *et al.*, 2020).

A disponibilidade de nutrientes dissolvidos através da degradação da matéria orgânica (MO) é esperada que apresente distribuições inversamente proporcionais à quantidade de OD nos oceanos (WHITNEY; BOGRAD; ONO, 2013) uma vez que a incorporação desses nutrientes para a forma orgânica é viabilizada mineralização de nutrientes. Já em regiões de ressurgência, o aumento da concentração de nutrientes dissolvidos é responsável pelo crescimento da produção primária e consequentes reações na teia trófica, podendo resultar numa grande produtividade pesqueira, porém, em algumas regiões o transporte de massas d'água ricas em nutrientes e deficitárias em OD para camadas mais superficiais pode resultar na hipoxia ou até mesmo anoxia do ambiente (ISENSEE *et al.*, 2018; LEVIN, 2018).

Eventualmente, nas regiões com baixo teor de OD, o nitrato e o nitrito começam a ser incorporados na respiração (KALVELAGE *et al.*, 2013) através de processos anaeróbicos, levando-se em consideração que são importantes aceptores de elétrons. Isso pode resultar na remoção permanente desses elementos do ambiente marinho, disponibilizando-os em um fluxo contrário para a atmosfera na forma do gás nitrogênio elementar (N_2) e óxido nitroso (N_2O) (STEELE; THORPE; TUREKIAN, 2011), este último classificado como um gás de forte efeito estufa (BARONI; PALASTANGA; SLOMP, 2020).

Tendo distribuição predominante em águas de profundidades intermediárias (100-1800 m) (GALLO; LEVIN, 2016; WISHNER *et al.*, 2018), as ZMO's mostram seu papel importantíssimo na ecologia do ambiente. Além de afetar ciclos biogeoquímicos através da influência nos processos de mineralização da matéria orgânica e no sequestro de carbono para águas profundas (BUSECKE; RESPLANDY; DUNNE, 2019; WISHNER *et al.*, 2018), as ZMO's também influenciam a distribuição e densidade de diferentes organismos marinhos.

Segundo Helly e Levin (2004), as ZMO's contêm características específicas e possuem dois princípios básicos para sua formação. Seguindo o princípio biogeoquímico, a ZMO está localizada no limite inferior da termoclina, visto que o acúmulo da matéria orgânica viabiliza sua remineralização via atividade bacteriana (DEUTSCH, *et al.*, 2014), intensificando o consumo de oxigênio (RIJKENBERG *et al.*,

2014). Ou seja, o OD é utilizado para que reações de oxidação sejam desenvolvidas nessa zona, fazendo assim, com que o nutriente que antes estava incorporado ao material orgânico agora fique disponível para o meio em sua forma inorgânica dissolvida.

Deutsch et al. (2011, 2014) também mencionam que, em alguns locais, a exemplo da região nordeste do Pacífico Subtropical, a profundidade da termoclina regula os níveis de OD, além de que uma termoclina mais rasa promoverá baixas concentrações de OD a medida em que o material orgânico é consumido abaixo da camada de mistura (DUTEIL; OSCHLIES; BÖNING, 2018). Do ponto de vista físico, a ZMO é o fator resultante de uma baixa circulação (KALVELAGE *et al.*, 2013) e de longos períodos de residência da massa d'água (GALLO; LEVIN, 2016; STEELE; THORPE; TUREKIAN, 2011). A interpolação desses dois fundamentos é a mais aceita atualmente no que diz respeito à localização espacial e formação das ZMO's.

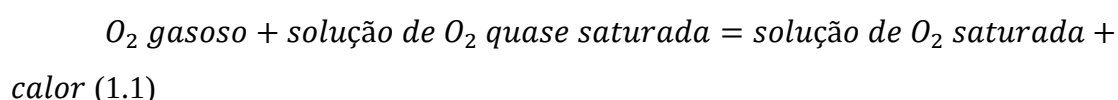
A intensificação da estratificação das camadas superficiais é considerada um dos processos resultantes das mudanças climáticas, apresentando reflexos diretos do aumento da temperatura dos oceanos no transporte de oxigênio para camadas mais profundas, assim como na retenção de nutrientes a essas camadas (LEVIN, 2018; TRUCCO-PIGNATA *et al.*, 2019). Keeling et al. (2010) ainda salienta que se a circulação oceânica parasse, a vida marinha entraria em colapso com a depleção de OD, um dos efeitos da chamada desoxigenação oceânica, porque faltaria oxigênio da superfície até o oceano profundo. Modelos mais recentes também mostram que a diminuição da intensidade de ventos alísios faria com que zonas subóxicas (zonas com concentrações de OD menores que $\sim 4.5\text{--}10.0 \mu\text{mol kg}^{-1}$) expandissem em cerca de 7%, resultado do enfraquecimento da circulação oceânica de larga escala (DUTEIL; OSCHLIES; BÖNING, 2018).

Estima-se que já houve uma redução de 2% na quantidade global de oxigênio dissolvido nos oceanos devido ao aquecimento da superfície do mar (LEVIN, 2018; LIMBURG *et al.*, 2020; MCCIP, 2020; STRAMMA *et al.*, 2020). Esta redução, já registrada em algumas regiões oceânicas, também interfere na dinâmica de populações e nos estoques pesqueiros, e em outros organismos aquáticos ao longo dos anos (DEUTSCH, Curtis *et al.*, 2011; STRAMMA *et al.*, 2011) reduzindo seus habitats no ambiente oceânico (HOEGH-GULDBERG *et al.*, 2014; LIMBURG *et al.*, 2020).

Atuais estudos indicam o processo de desoxigenação dos oceanos como uma das consequências das mudanças climáticas (GALLO; LEVIN, 2016; KEELING; KÖRTZINGER; GRUBER, 2010; STRAMMA *et al.*, 2020), principalmente em

resposta ao aumento da emissão do CO₂ atmosférico nas últimas décadas (TRUCCO-PIGNATA *et al.*, 2019), através de diferentes processos como desflorestamento e queima de combustível fóssil. Apesar da alta capacidade de absorção e retenção de CO₂, no atual cenário climático os oceanos já experimentam uma série de reações como mudanças no pH superficial da água assim como o aumento da temperatura global em cerca de ~ 0,2°C por década (SWEETMAN *et al.*, 2017).

A elevação da temperatura média da superfície do mar ao longo dos últimos anos atua no sentido de diminuir a solubilidade do gás (LEVIN, 2018; OSCHLIES *et al.*, 2019), fazendo com que menos oxigênio seja difundido na coluna d'água a partir da atmosfera (BARONI; PALASTANGA; SLOMP, 2020). Como a temperatura é uma das principais variáveis no controle da solubilidade do oxigênio, o aumento da mesma resultará numa contribuição para a redução da solubilidade do gás seguindo o princípio de Le Chatelier, onde:



O aquecimento anômalo dos oceanos, representado na equação pelo *calor*, deslocará o equilíbrio para a esquerda da reação fazendo com que menos oxigênio dissolva em uma maior temperatura. (LEVIN, 2018). Helm *et. al.* (2011) e Schmidtke *et. al.* (2017) também verificam que a diminuição da solubilidade é responsável por cerca de 15% da perda global de oxigênio nos oceanos, enquanto este mesmo parâmetro pode chegar a cerca de 50% quando se trata somente das camadas superficial e intermediária (< 1000m). Ou seja, a diminuição do % de saturação do OD, em resposta ao aquecimento dos oceanos, fará com que a capacidade dos mesmos de reterem oxigênio seja reduzida, formando um cenário de baixas concentrações de oxigênio na água do mar apesar de suas maiores concentrações na atmosfera.

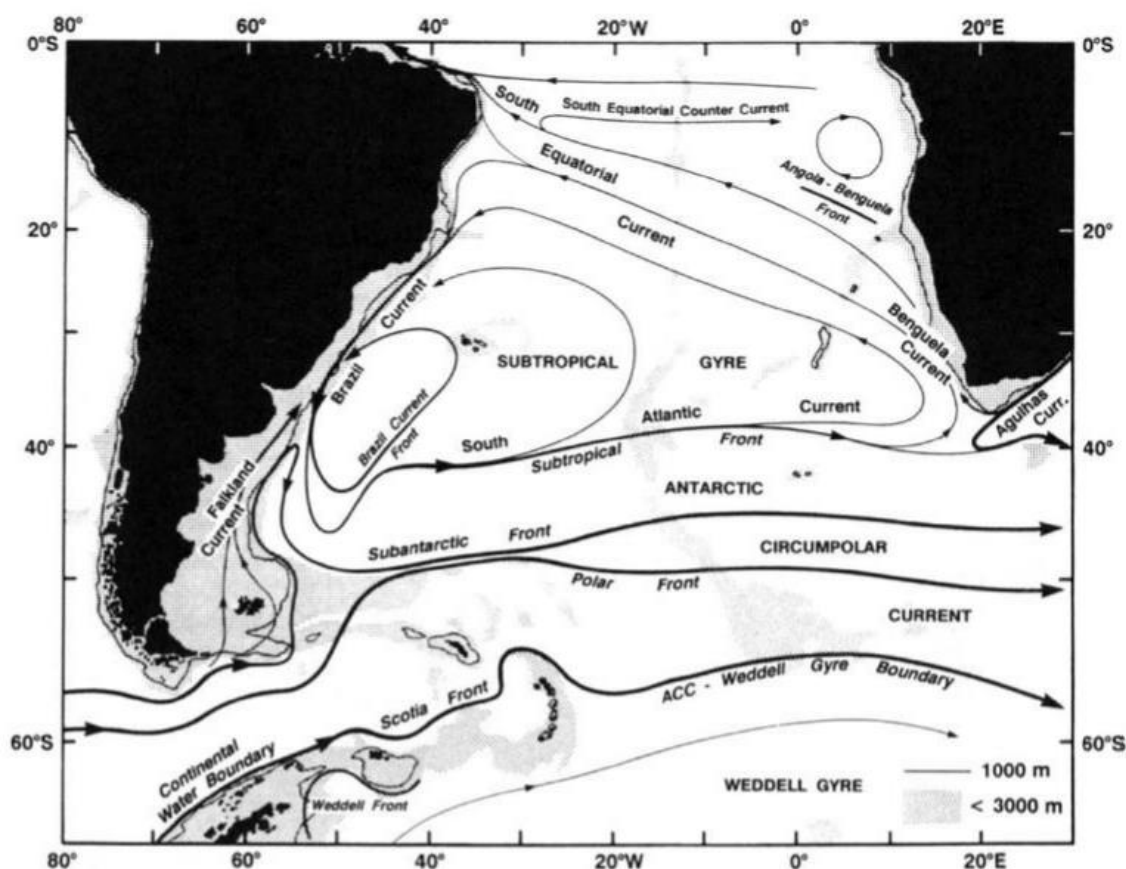
Além disso, o aquecimento superficial das águas torna-as menos densas, propensas a permanecer por mais tempo na camada superior, assim, fortalecendo a estratificação vertical da coluna d'água (LIMBURG *et al.*, 2020) e impedindo que águas mais oxigenadas cheguem às camadas mais profundas dos oceanos (MONTSERRAT *et al.*, 2018). Dentro deste processo, observa-se a expansão vertical nas ZMO's, como exemplo, no Oceano Tropical e algumas partes do Oceano Índico (KARENSEN; STRAMMA; VISBECK, 2008; LEVIN, 2018).

O aumento das ZMO's tem reflexo direto em processos marinhos biogeoquímicos, podendo potencializar as consequências negativas para organismos, uma vez que o ambiente já é característico de baixas concentrações de OD, onde os níveis já se apresentam em caráter biológico limitantes (DEUTSCH, *et al.*, 2011). Além de poder restringir habitats para espécies sensíveis à hipoxia e/ou anoxia, ou também favorecer organismos melhores adaptados ao ambiente pobre em oxigênio (BUSECKE; RESPLANDY; DUNNE, 2019; CAVAN *et al.*, 2017; LIMBURG *et al.*, 2020).

1.4 CONTEXTO LOCAL

No Oceano Atlântico Sul, o Giro Subtropical domina as condicionantes de circulação presentes no local (VIEIRA, 2018). A região tem como característica principal estar submetida a uma circulação anticiclônica de grande escala causada predominantemente por ventos na porção superficial, podendo exercer influência até cerca de 1.000 m de profundidade (BILÓ, 2015). A margem Oeste do Giro Subtropical está submetida ao regime de fluxo da Corrente do Brasil (CB), que flui de norte para sul/sudeste transportando também Água Tropical (AT) (STRAMMA; ENGLAND, 1999). A porção mais ao Norte do Giro, ~ 14° S, sofre influência da Corrente Sul Equatorial (SEC), com fluxo leste-oeste, a qual transporta Água Subtropical da Corrente de Benguela (RODRIGUES; ROTHSTEIN; WIMBUSH, 2007). A porção Sul do Giro é margeada pela Corrente do Atlântico Sul, com fluxo predominante oeste-leste (TALLEY *et al.*, 2011) (Fig. 1).

Figura 1 - Esquema, em larga escala, de correntes geostróficas de superfície para a região do Giro Subtropical do Oceano Atlântico Sul. Em destaque, Corrente do Brasil (CB), Corrente do Atlântico Sul (CAS), Corrente Circumpolar Antártica (CCA), Corrente Sul Equatorial (CSE), Contra Corrente Sul Equatorial (CCSE) e a Corrente de Benguela (CBe)



Fonte: adaptado de Stramma (1991).

Localizada na borda oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul, a Elevação do Rio Grande (ERG) encontra-se em oceano subtropical (28° - 34° S, 28° - 40° O) (BOEBEL; SCHMID; ZENK, 1997; CAMBOA; RABINOWITZ, 1984), distando cerca de 1.000 km da bacia do Brasil e Argentina (JOVANE *et al.*, 2019) e tendo como principais massas d'água presentes a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Antártica de Fundo (AAF), Água Antártica Intermediária (AAI), Água Profunda Circumpolar (APC) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (BERGUE; BRANDÃO; ZERFASS, 2019), esta última com fluxo para leste (RIJKENBERG *et al.*, 2014). Por ser considerada como uma área de característica oligotrófica, o principal reservatório de nutrientes é encontrado na ACAS, localizada abaixo da picnoclina permanente (MONTSERRAT *et al.*, 2018).

Além de ser uma região economicamente estratégica para o desenvolvimento tecnológico do país e do mundo devido ao seu grande potencial mineralógico, a ERG é

considerada uma área que experimentará eventos forçados pelas atividades antrópicas (MONTSERRAT *et al.*, 2018), estando inserida num contexto de possível desoxigenação nas próximas décadas (LEVIN, 2018; SWEETMAN *et al.*, 2017).

Apesar da condição oligotrófica, a região da ERG apresenta características de montes submarinos que tendem a modificar as condições biogeoquímicas da coluna d'água através de processos físicos (HAREN, VAN *et al.*, 2017), a exemplo das ondas internas, assim, viabilizando o fornecimento de nutrientes para a camada fótica. A longo prazo, a produção primária e exportação de material orgânico para a coluna d'água pode, dependendo do contexto ambiental presente na região, aumentar o consumo de OD na área através dos processos oxidativos (MONTSERRAT *et al.*, 2018), indo de encontro à condição de desoxigenação presente em diferentes partes dos oceanos (OSCHLIES *et al.*, 2018).

Reanálises utilizando série de dados (BUSHINSKY *et al.*, 2017), relacionando dados históricos *in-situ*, se destacam como uma boa ferramenta na melhora da compreensão do comportamento da ZMO, em referência à sua posição na coluna d'água, sua extensão e intensidade (KARENSEN; STRAMMA; VISBECK, 2008) e a quais padrões esta zona está submetida, interanualmente e sazonalmente. Como instrumento para entender também como as mudanças climáticas afetam a ZMO (GARCIA *et al.*, 2005), a avaliação de anomalias históricas fornecem ferramentas para identificação e quantificação de variabilidades em diferentes escalas de tempo e seus possíveis impactos no meio ambiente (BOPP, *et al.*, 2002; BUSECKE; RESPLANDY; DUNNE, 2019; GALLO; LEVIN, 2016).

Novos estudos são importantes para melhorar o conhecimento sobre a resposta das propriedades oceânicas a novos desafios. Dessa forma, sendo capaz de correlacionar fatores físicos e parâmetros químicos e biológicos que também servem como referência para identificar a influência da elevação submarina e das mudanças climáticas no estado trófico.

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 Objetivo Geral

Descrever a variabilidade anual e interanual das concentrações de oxigênio dissolvido na região da Elevação do Rio Grande (ERG) e identificar alterações nas zonas de menores concentrações do gás.

1.5.2 Objetivos Específicos

- Verificar padrões anuais e interanuais dos parâmetros de OD e temperatura a partir de dados de 28 anos de reanálises, para a região de estudo;
- Descrever e analisar a variabilidade vertical da concentração de OD na coluna d'água;
- Descrever e analisar a presença da Zona de Mínimo de Oxigênio ao longo da coluna d'água na região;

2 ESTADO DA ARTE

2.1 FORMAÇÃO E ESTABELECIMENTO DA ZONA DE MÍNIMO DE OXIGÊNIO

A distribuição vertical do oxigênio dissolvido (OD) nos oceanos é alvo de discussão dos cientistas há muitas décadas. Assim como (SVERDRUP, 1938) defendia em seus modelos e teorias de que o mínimo de oxigênio acontecia puramente por fatores biológicos, autores como Bigelow (1931) já retificavam o fato de que a circulação oceânica também era responsável pela determinação da concentração de oxigênio na coluna d'água. (RICHARDS, 1957), apesar de ter baseado grande parte de sua argumentação sobre a distribuição de oxigênio sob luz das restrições que Sverdrup (1938) impusera, retificou o seguinte trecho:

“Entre as muitas águas profundas que foram analisadas quanto ao seu conteúdo gasoso, não encontramos nenhuma totalmente livre de oxigênio dissolvido, o que confirma nossa convicção de que a estagnação absoluta não existe em nenhum lugar do oceano, nem mesmo em suas maiores profundidades.”

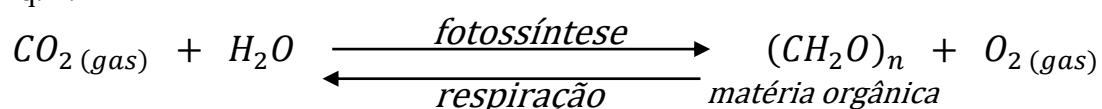
Sugerindo que a circulação oceânica é o principal fator atuante na distribuição do oxigênio nos oceanos, e que sem ela o oceano se assemelharia a um grande deserto.

Para melhor entender a dinâmica do comportamento do OD nos oceanos, podemos simplificar uma separação vertical dos oceanos em três grandes camadas, uma superior em contato direto com a atmosfera e sendo aerada constantemente, uma camada inferior junta ao fundo, esta com suprimento de OD em função da circulação horizontal, restando à camada central/intermediária a localização das menores concentrações de OD, onde o consumo de OD associado a baixa advecção do gás viabilizam o aparecimento de uma zona de mínimo (RICHARDS, 1957; WYRTKI, 1962).

Normalmente observado em condições de supersaturação, o oxigênio presente na camada superficial dos oceanos reflete condições biológicas e físico-químicas que interferem em sua concentração, essas zonas são comumente chamadas de zonas óxicas. A fotossíntese, presente na zona fótica, associada ao borbulhamento causado pelas ondas difunde o oxigênio para a coluna d'água. As reações de oxirredução, através da ação bacteriana e degradação do material orgânico, somam-se aos processos

respiratórios consumindo o OD. Quando há o balanço de equilíbrio entre os processos de consumo e produção do oxigênio, como mostrado na equação 1, a partir de então, há significativa diminuição do OD tornando as águas subsaturadas em oxigênio, uma vez que a produção de oxigênio é cessada (zona afótica), e o transporte vertical do gás não é mais tão eficaz quanto nas camadas superiores (BROWN *et al.*, 1995), restando ao transporte horizontal o suprimento de OD.

Eq. 1:



Assim, a Zona de Mínimo de Oxigênio (ZMO) se desenvolve em profundidades intermediárias (200 – 1500 m) (TERAMOTO, 1993) com seu topo normalmente localizado na base da camada de mistura superficial, onde há o acúmulo da eventual matéria orgânica que afundou, e o mínimo suprimento do gás. As regiões em que o déficit de oxigênio é presente são chamadas zonas hipóxicas, podendo agravar para casos extremos em que o oxigênio dissolvido é totalmente ausente do local (anoxia), como ocorre no Mar Negro. Apesar de envolver outros parâmetros como a forte estratificação causada pela alta densidade local, além da interferência da temperatura, o que dificulta a troca gasosa, a condição anóxica no Mar Negro é fator resultante da combinação dos processos biogeoquímicos como a respiração e a mineralização do material orgânico, que atuam no sentido de consumir o OD da região (STEWART *et al.*, 2007).

Nos locais em que há processos de ressurgência, em sua maioria nas bordas lestes dos oceanos, a alta produtividade fitoplanctônica provoca o aumento da matéria orgânica e consequente decomposição, atuando no sentido de consumir o OD. Warren (1994) já mencionava que em regiões de ressurgência, a taxa de consumo de OD se dava em uma ordem de magnitude maior que em áreas oligotróficas como o oceano aberto (KARENSEN; STRAMMA; VISBECK, 2008). Combinados à diminuição da circulação local e ao baixo suprimento de OD, as principais ZMO's ocorrem de maneira natural em profundidades mais restritas (200-1000 m) em quatro grandes áreas dos oceanos, sendo estas ao leste do Pacífico, a sudeste do Atlântico, na ressurgência oeste da África, no Mar da Arábia e na Baía de Bengala, ao nordeste do Oceano Índico (HELLY; LEVIN, Lisa A., 2004) com valores chegando a cerca de 20 µmol/kg (DIAZ;

ROSENBERG, 2008).

A hipoxia é característica persistente nas ZMO's, que por sua vez não apresentam relação com processos de eutrofização, quando em regiões oceânicas, mas podem já sofrer influência das mudanças climáticas que a longo prazo são responsáveis por prejudicar correntes oceânicas (STEELE; THORPE; TUREKIAN, 2011), fundamentais para a distribuição do oxigênio. Com valores de OD entre 60-120 μM (KEELING; KÖRTZINGER; GRUBER, 2010; STRAMMA *et al.*, 2010), as zonas hipóxicas apresentam maior sensibilidade aos efeitos das mudanças climáticas e ocupam cerca de 5% do volume dos oceanos (DEUTSCH, *et al.*, 2011), seguidas pelas zonas sub-óxicas ($\text{O}_2 < 5\mu\text{mol.kg}^{-1}$) que desencadeiam processos anaeróbicos como a oxidação anaeróbia da amônia e a desnitrificação, tornando-se o processo metabólico padrão (WARD *et al.*, 2009) e atuando no sentido de remover nitrogênio dos oceanos podendo tornar-se fator limitante para a fotossíntese.

Além do potencial de expandir as ZMO's ao redor do globo, o que já foi visto nas últimas décadas em locais como os oceanos tropicais (STRAMMA *et al.*, 2010), alguns modelos climatológicos já predizem que efeitos das mudanças climáticas podem implicar diretamente na diminuição do OD. Pelo aumento da estratificação da coluna d'água (DIAZ; ROSENBERG, 2008), assim como pelas mudanças de padrões climáticos a exemplo das monções do sudoeste da Índia que implicaram na diminuição da captura de pescados, as consequências podem agravar a ocorrência natural das ZMO's, principalmente em regiões costeiras (HELLY; LEVIN, 2004).

Embora alguns eventos possam atenuar a presença e impacto das ZMO's, como ocorreu no forte El Niño de 1997/1998, que provocou o rebaixamento em cerca de 100 m da posição da ZMO ao largo da costa do Peru devido mudanças na circulação oceânica local (HELLY; LEVIN, Lisa A., 2004), as flutuações da ZMO variam também em diferentes aspectos refletindo as oscilações latitudinais e sazonais (GALLO; LEVIN, 2016) dos parâmetros oceanográficos. Em adição as variáveis químicas e físicas alteradas em função do aumento de CO_2 atmosférico, em destaque a temperatura, o próprio oxigênio dissolvido em si, pH e o fluxo de matéria orgânica (SWEETMAN *et al.*, 2017), o estabelecimento da ZMO pode causar impactos como o que ocorreu na Baía de Nova York em 1976, que em um único evento de hipóxia desencadeou a mortandade em massa de peixes demersais além de impedir a mobilidade de espécies migratórias (DIAZ; ROSENBERG, 2008).

O desencadeamento de uma série de problemáticas dentro de dois importantes

âmbitos, o ecológico e o econômico, é esperado caso as previsões indiquem o contexto real de desoxigenação no futuro dos oceanos (BARONI; PALASTANGA; SLOMP, 2020; STRAMMA *et al.*, 2010; WISHNER *et al.*, 2018). Associadas na maioria das vezes a processos de desnitrificação, as ZMO's concentram as características necessárias para o estabelecimento de condições de desequilíbrio biogeoquímico do ambiente marinho, a exemplo da bomba biológica (CAVAN *et al.*, 2017). O que pode desencadear consequências em diferentes escalas, espaciais e temporais (BEATY *et al.*, 2017), destacando o fato de que o registro e entendimento de tais mudanças são de extrema importância para a compreensão das pressões impostas ao ambiente.

2.2 POTENCIAIS IMPACTOS BIOLÓGICOS

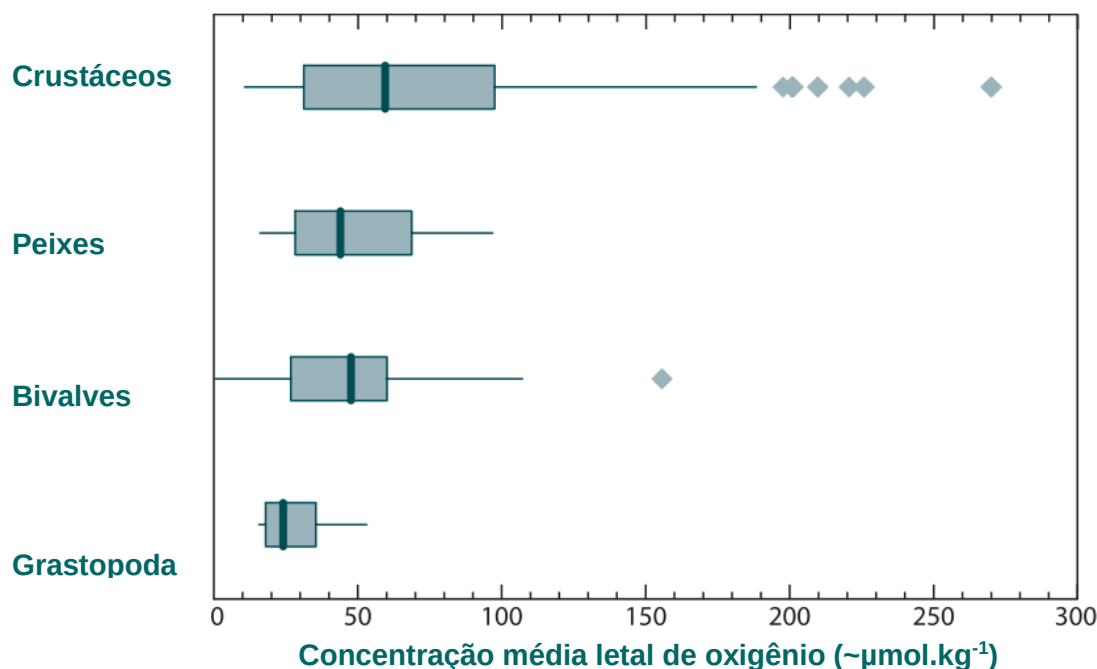
Os níveis de oxigênio que desencadeiam desequilíbrios normalmente divergem por causa da sensibilidade das espécies (Fig. 2), porém convergem em definir que esse nível é determinado pelas condições que provocam o estresse fisiológico no indivíduo (STEELE; THORPE; TUREKIAN, 2011). Desde a fuga da região deficitária em OD até a mortalidade em massa, os efeitos e impactos biológicos causados pela ZMO e sua característica persistente de ambiente hipóxico, podem chegar a potenciais deletérios (STRAMMA *et al.*, 2011). Por isso, alguns autores sugerem o conceito de assumir a pressão parcial do oxigênio (P_{crit}) como indicativo, onde identificam-se os valores iminentes em que os níveis de oxigênio desencadeiam fatores críticos para a sobrevivência dos organismos (SEIBEL, 2011a).

A exposição da comunidade biológica à hipoxia pode reduzir as chances de sobrevivência de determinada espécie atuando nos diferentes níveis de desenvolvimento do organismo, desde o estágio larval até a fase adulta, interferindo inclusive na reprodução e sobrevivência da espécie (BREITBURG, *et al.*, 2018). Segundo Stierhoff *et al.* (2009), essa contínua exposição faz com que indivíduos de gerações futuras também sofram consequências como crescimento reduzido e aumento de patologias (LIMBURG *et al.*, 2020) mesmo que não submetidos à hipóxia.

O metabolismo aeróbico, em muitos casos, se adapta à condição hipóxica através do aumento da eficiência em extrair oxigênio do ambiente, porém, como toda adaptação, esse mecanismo é limitado (SEIBEL, 2011a). Em ambientes onde a deficiência de OD atinge níveis baixíssimos ($< 5 \mu\text{mol.kg}^{-1}$), o nitrato começa a ser utilizado na respiração, levando a mudanças no ciclo biogeoquímico (KEELING;

KÖRTZINGER; GRUBER, 2010). Ainda, a condição inóspita pode causar movimentos de migração para regiões mais oxigenadas, sendo a redução/supressão de habitat outra consequência (STRAMMA *et al.*, 2011).

Figura 2 - Média da concentração de oxigênio dissolvido (OD) letal dentre as diferentes táxons



Fonte: adaptado de Keeling, Körtzinger and Gruber (2010).

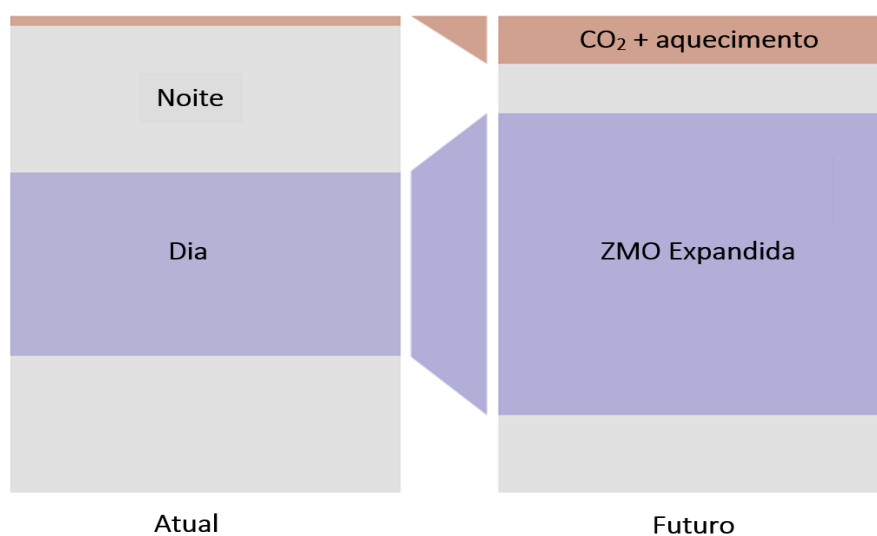
Ao alterar a composição biológica local, a exemplo da compressão de habitats (Fig. 3), os processos operantes atuam no sentido de modificar a estrutura da teia trófica marinha (STIERHOFF; TARGETT; POWER, 2009) através de diferentes efeitos, a exemplo, a migração de peixes pelágicos que se esquivam da ZMO, favorecendo a sobrevivência de presas tolerantes a hipoxia (SEIBEL, 2011a). Como contraste, populações migratórias podem se beneficiar ao utilizar ambientes onde não há predadores hipóxico-tolerantes afim de se alimentar dessas presas e posteriormente retornar ao ambiente oxigenado (EKAU *et al.*, 2010).

Ademais, os efeitos das mudanças climáticas também podem atuar em conjunto com a expansão da ZMO (STRAMMA *et al.*, 2010). Enquanto que o aumento de temperatura global dos oceanos atua no sentido de diminuir a solubilidade do oxigênio reduzindo sua concentração nos oceanos (FARRELL, 2016), o estresse causado pelo aquecimento global também faz com que o metabolismo dos organismos acelere, intensificando o processo de respiração e levando ao encontro simultâneo entre o aumento de demanda de OD e à diminuição de sua disponibilidade, como um dos fatores

resultantes da desoxigenação (BREITBURG, *et al.*, 2018). A conexão mecânica desses múltiplos estímulos estressantes é a responsável pela conformação do efeito resultante que modela o ecossistema marinho (BREITBURG, *et al.*, 2015) no sentido de unir causa/efeito de tais fenômenos de forma difusiva.

Em locais mais confinados, o aumento da demanda por OD pode intensificar a produção de CO₂, e por conseguinte contribuir para o fenômeno de acidificação oceânica fazendo com que tal processo seja acelerado (BREITBURG, *et al.*, 2018; GOBLER; BAUMANN, 2016). Apesar da ocorrência do baixo pH ser considerada natural em ZMO's, a condição pode ser prejudicial para comunidades inteiras de organismos quando associada ao processo de expansão e soerguimento da ZMO na coluna d'água (GILLY *et al.*, 2013), principalmente em regiões de ressurgência.

Figura 3 - Esquema ilustrando a compressão da faixa de habitat (cinza) para espécies migratórias noturnas do presente (esquerda) e para um oceano futuro impactado pelo aquecimento global, acidificação oceânica e expansão das zonas mínimas de oxigênio (OMZs). Águas superficiais quentes (vermelho) são estressantes para algumas espécies, e a expansão desta zona restringirá a profundidade para a qual os organismos podem escapar para recuperar o débito de oxigênio acumulado durante migrações noturnas para as ZMOs



Fonte: adaptado de Seibel (2011b).

A persistência dos diferentes fatores sinérgicos reduz a resiliência do ambiente natural (MCCIP, 2020), fazendo com que possam ser criados padrões anômalos temporais e espaciais, variando em magnitude e localização, como resultado da co-ocorrência das condições estressantes (BOPP, *et al.*, 2013). Entender o potencial autônomo desses múltiplos estressores, que são climaticamente relacionados, se torna essencial para a identificação e previsão de seus possíveis impactos cumulativos e/ou sinérgicos, a exemplo da compressão de habitat e a extensão da qual espécies migratórias são capazes de se distribuir (Fig. 2) (BREITBURG, *et al.*, 2015; SEIBEL, b 2011b).

3 ARTIGO - OXYGEN MINIMUM ZONE IN THE RIO GRANDE RISE AND ITS OCEANOGRAPHIC FEATURES

3.1 INTRODUCTION

The dissolved oxygen (DO) in the ocean is one of the most important and essential elements to marine life, controlled by different variables that play significative roles on its distribution, horizontally and vertically (LIMBURG *et al.*, 2020). In surfaces waters or in the euphotic zone, DO high levels depends mostly on the O₂ exchange between ocean and atmosphere, and on biological activities, such as photosynthesis and respiration, while in subsurface to deep waters, organic matter remineralization and water mass horizontal transport present more influence (KARENSEN; *et al.*, 2008; SILVA, 2016).

However, according to Resplandy (2018), the reduction of DO concentrations in the global ocean it's already in course, and has diminished its mean concentration by 2% in the last decades (DIAZ and ROSENBERG, 2008). This is essentially due to the global warming, since the gas solubility and DO saturation rate along the water column decrease, as ocean temperature increase (SCHMIDTKO; *et al.*, 2017; LEVIN, 2018), and thus it has been causing serious and several implications for the ocean ecosystems through the establishment and expansion of Oxygen Minimum Zone (OMZ) (DIAZ and ROSENBERG, 2008).

OMZ's cores are usually defined as water masses where DO concentrations reach values below 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, which is a lethal concentration to most of marine organisms (DEUTSCH, *et al.*, 2011; DIAZ and ROSENBERG, 2008); BARONI; *et al.*, 2020). This is especially due to the organic matter accumulation beneath the thermocline, that tends to increase DO deployment, mainly in oceanic regions with high primary productivity and high nutrients concentrations (KARENSEN; *et al.*, 2008).

The overall argument accepted is that physical and biogeochemical aspects guide the OMZs formation, expanding in some locals and compressing in others, with regional and global responses to the environment (BARONI; *et al.*, 2020; LEVIN, 2018). Areas where there's no nutrient enrichment, as it occurs in open ocean, the low circulation and horizontal transport with poor oxygen water mass are responsible for reproducing the OMZs characteristics *et al.*, 2008), which can be intensified by warming-induced deployment in oxygen solubility (SCHMIDTKO; *et al.*, 2017). These "dead zones"

occupy mid depth extensions (100-1800 m) and although rarely reach oceans bottom (HELLY and LEVIN, 2004; LIMBURG *et al.*, 2020) it still can cause several damage in the deep sea (SWEETMAN *et al.*, 2017).

The consequences for marine organisms are diverse, such as the reduce of growth, reproduction, metabolic rates and survival, shifting to more oxygenated waters, and the favoring of hypoxia-tolerant species (GALLO and LEVIN, 2016; BREITBURG *et al.*, 2018; LEVIN, 2018), which leads to a functional and structural disruption of the environment (WISHNER *et al.*, 2018). In spite this tolerance of some organisms to an hypoxia scenario (areas with oxygen concentration below 60 μM) (BREITBURG, D. *et al.*, 2018; LEVIN, 2018), most species are not capable of changing its life style.

Considered an area of economic importance for the world due to its great mineralogical potential, the Rio Grande Rise (RGR), located at the subtropical South Atlantic, is also considered a region that will experience events forced by anthropic activities (MONTSERRAT *et al.*, 2018). While the ocean tend to be warmer (OSCHLIES *et al.*, 2019), the RGR area is submitted to a context of possible deoxygenation in the coming decades (LEVIN, Lisa A., 2018; SWEETMAN *et al.*, 2017).

Because of the slightly low primary productivity in RGR area, the understanding of the biogeochemical cycles are vital to oligotrophic waters, once any small change in oxygen content can influence fluxes of organic matter consumption and the sedimentation of particulate organic carbon (MONTSERRAT *et al.*, 2018).

The correlation between climatological, chemical and biological factors along the years can serve as a reference to identify possible influences of RGR on water proprieties, such as on the trophic state, and DO distribution along the years. Thus, here we investigate the interannual variability of the water column physical-chemical structure on the RGR region, focusing on DO, and by climatological reanalysis, verify if the current scenario is already being affected by deoxygenation signals. Our testing hypothesis is that the local trophic state contributes with the ZMO expansion.

3.2 DATA AND METHODS

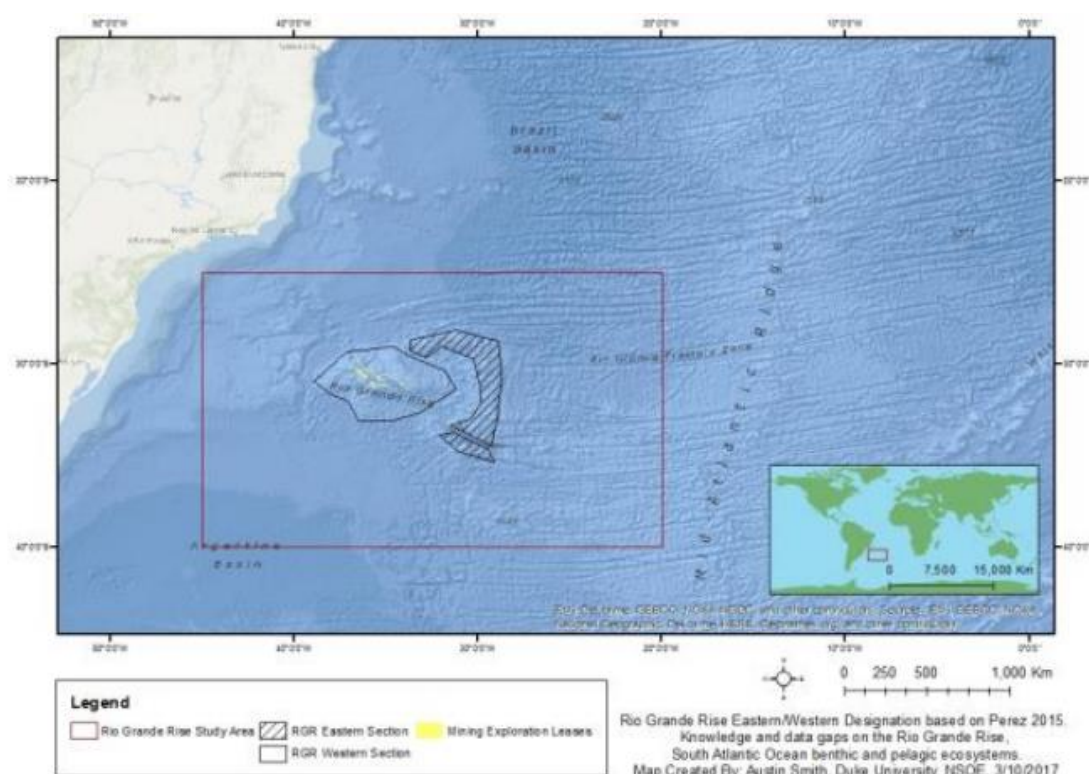
3.2.1 Study Area

The Rio Grande Rise is located between latitudes 28 and 34° S and longitudes mid 28° and 40° W (Fig. 1) (GRAÇA; *et al.*, 2019), and it has being object of study

during the last decades mainly due to its geological history, being considered the most pronounced aseismic ridge in the South Atlantic Ocean (BERGUE; et al., 2019).

With a permanent thermocline and deep waters usually saturated of oxygen (SMITH, 2017), the RGR region is located at an oligotrophic region in the Subtropical Gyre (PEREZ *et al.*, 2012) and displays a ‘typical tropical profile’ on its chemical and physical gradients (MONTSERRAT *et al.*, 2018). Below 2000 m depth, no longer under subsurface conditions, the main current’s flow is conducted by thermohaline proprieties of water masses. The North Atlantic Deep Water (NADW) flows southward in intermediate deeps, while the Antarctic Bottom Water (AABW) has its flux to the north, below the NADW (PEREZ *et al.*, 2012).

Figure 1 - Spatial location of Rio Grande Elevation. Subtropical South Atlantic Ocean.



Source: Austin Smith, Duke University, 2017.

3.2.2 Dataset

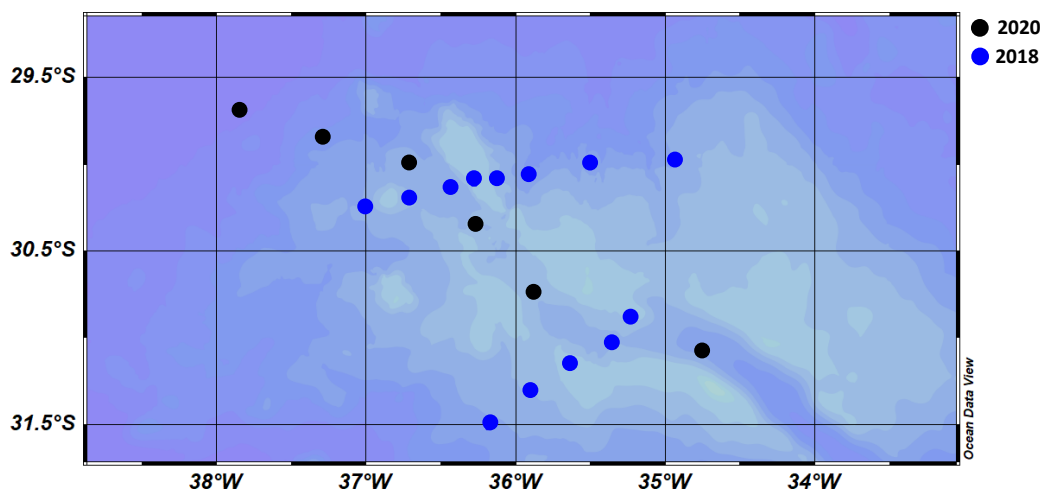
The data was obtained through two scientific expeditions aboard the Oceanographic Ship Vital de Oliveira in 2018 and 2020, in the Rio Grande Elevation area, promoted by the Geological Service of Brazil (CPRM) in partnership with the Brazilian Navy. Two transects were taken in 2018 during April and May, along the latitudes and longitudes 30 - 31.5° S and 35 - 37°W, the first transect offset further south with 5 stations and the other one with 8 stations (Fig. 2). In March 2020 we only had 1 transect through 29.5 - 31°S and 34.5 - 38°W with 6 stations (Fig. 2).

Temperature (°C), salinity, dissolved oxygen ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$) and chlorophyll-a (mg.m^{-3}) were obtained by sensors coupled to the CTD Seabird profiler. The processing of CTD data was carried out using the “SBE data processing” software. As a subsidy to define the collection depths for the water samples, the temperature, DO and chlorophyll profiles were monitored at each station, observing strategic points as the beginning, middle and bottom depths of the thermocline, fluorescence peak and maximum and minimum levels of DO.

The DO data obtained by the CTD was then compared with data obtained in situ by the modified Winkler method, described by Strickland and Parsons (1972), thus enabling a comparison/calibration between the current methods.

The vertical distribution profiles of the studied parameters as well as TS diagrams were elaborated with the help of MatLab, JMP and Ocean Data View (ODV) software, in order to provide greater fidelity to the observed data, as well as to better substantiate the results.

Figure 2 - Station's localizations. 2018 in blue and 2020 in black.



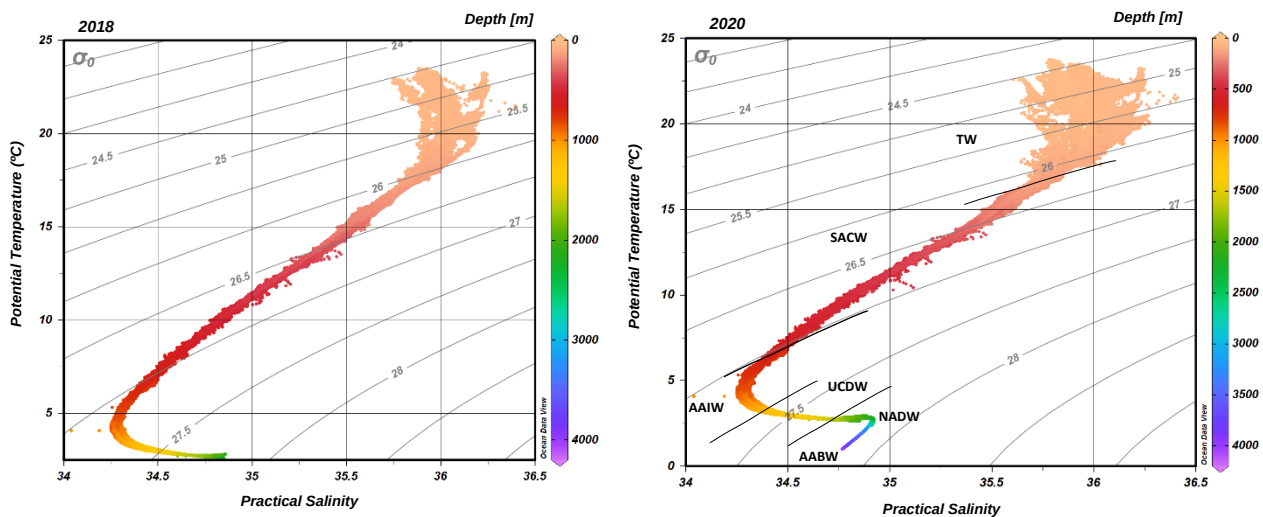
Source: the author, 2022.

3.3 RESULTS AND DISCUSSION

3.3.1 Potential Density (σ_0) and TS Diagrams

The same pattern of water masses was found to both years 2018 and 2020 not showing significative differences, and for this reason we will not compare the results for each year, but consider the sampling data as a unique descriptive pattern. The superficial less dense, saltier and warmer water is characterized as being the Tropical Water (TW) (METZLER *et al.*, 1997) reaching up to 100-200 m depth (Fig. 3). The superficial conditions are the major player defining the levels of dissolved oxygen (DO), mainly in the euphotic zone, that's also why the main primary production it's concentrated in the first meters deep. It's at this top layer where the density shows its more intense and quick discontinuity, the pycnocline is remarkable by the abrupt increase/decreased of water density, which occurred at 50 m depth with density (σ_0) values going from 24.5 kg.m³ to values around 26 kg.m³ until 100 m deep (Fig. 4), for both years.

Figure 3 - TS Diagrams for 2018 and 2020. The six water masses found, especially in 2020, were the Tropical Water (TW), South Atlantic Central Water (SACW), Antarctic Intermediate Water (AAIW), Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), North Atlantic Deep Water (NADW) and the Antarctic Bottom Water (AABW). The color bar represents the depth.



Source: the author, 2022.

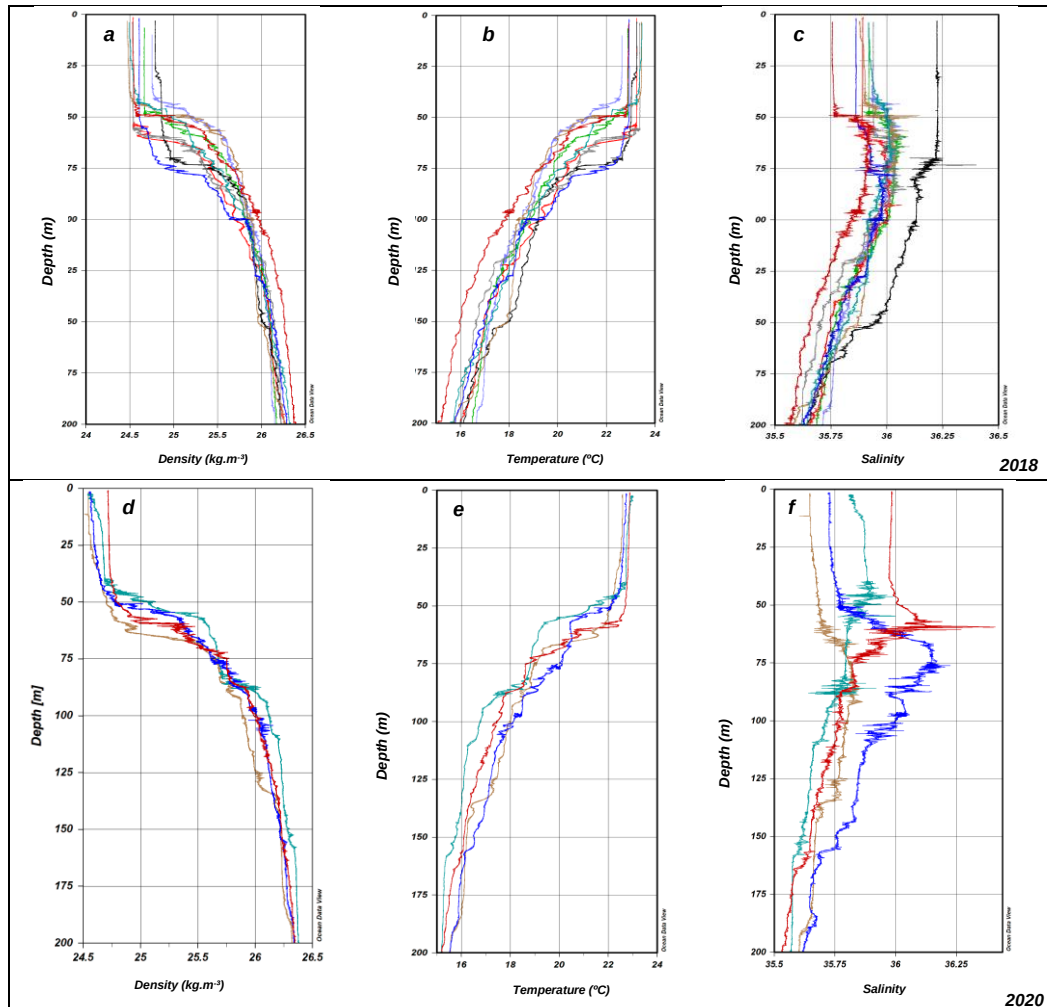
The temperature structure on the first 50 meter was nearly stable, with values around 23° C (Fig. 4). It acts in order to stratify this top layer with a homogenous condition, and so, helps to create a physical barrier blocking some gas exchanges on the

surface, and it can also isolate the upper layer impacting the ocean heat content. (SILVA, *et al.*, 2005) brings the idea that the subduction of a salty surface water toward the equator, and its subsequent advection by the equatorial current system, are the main mechanism responsible by the formation of this first layer in the region of the South Atlantic Subtropical Gyre.

From 50 m depth, the seasonal thermocline started its development reaching up to 19°C at ~75 m depth (Fig. 4 b/e), and continued the decrease for more than -0.5°C every 10 m deep, establishing the permanent thermocline underneath the seasonal one. As long as the temperature decreased in the first meters, we saw a discrete increment in the salinity (Fig. 4 c/f), the layer called by Salinity Maximum Water (SMW), exhibiting values above 36 but with a successive decrease after 75 m depth.

This SMW within the TW (more visible in 2020), is also mentioned by Araujo *et al.*, (2011) as a contribution to the theory of having the SMW as part of the mechanism forming the a barrier layer mentioned above.

Figure 4 - Water density (a and d), water temperature (b and e) and the salinity (c and f) for the top layer (< 200 m) in 2018 and 2020, respectively.



Source: the author (2022).

Besides temperature and salinity, the isolines of water density, in the TS diagram, are a factor separating different water masses, beginning with the first interface, between the TW and South Atlantic Central Water (SACW) ($\sigma_0 \cong 26.2 \text{ kg.m}^{-3}$), also found by Mercier et al. (2003). Although the TW region shows significative volume on the diagram, it occupies only a thin layer in the water column ($< 200 \text{ m}$). The SACW is located bellow the mixed layer (Fig. 3), but it's still on upper ocean, and is transported westward by the South Equatorial Current (SSEC) (ZHENG *et al.*, 2016).

The SACW was located between 100 and 500 m depth, with a linear decrease in temperature and salinity values (Fig. 3). This water mass presented temperature between 5 and 18° C, and the salinity parameter varied from 34.4 to near 36 in the upper portion, values also found by (MÖLLER *et al.*, 2008; VIEIRA, 2018) for the same region. The isopycnal limit separating the SACW from the Antarctic intermediate Water (AAIW) was defined by Karenzen et al. (2008) as being around 27.05 kg.m^{-3} . This boundary with the AAIW was remarkable by an abrupt curve in the TS diagram (Fig. 3).

The AAIW was recognized by its salinity minimum values, which were around 34.25, with potential temperature varying from 3. 23 to 5.75 °C and density (σ_0) ranging from 27.05 to 27.4 kg.m^{-3} (Fig. 3). The density water masses interface values in this study were the same established by Brown et al. (1995), Jovane et al. (2019) and Montserrat et al. (2018). In the western portion, this fresh water mass is injected in the Subtropical Gyre, by the Brazil-Malvinas confluence zone and flows eastward with the South Atlantic Current (BOEBEL, *et al.*, 1999). The water mass distribution was from 700 to nearly 1200 m depth, but it is still under influence of surface and atmosphere conditions (LEVIN, 2018).

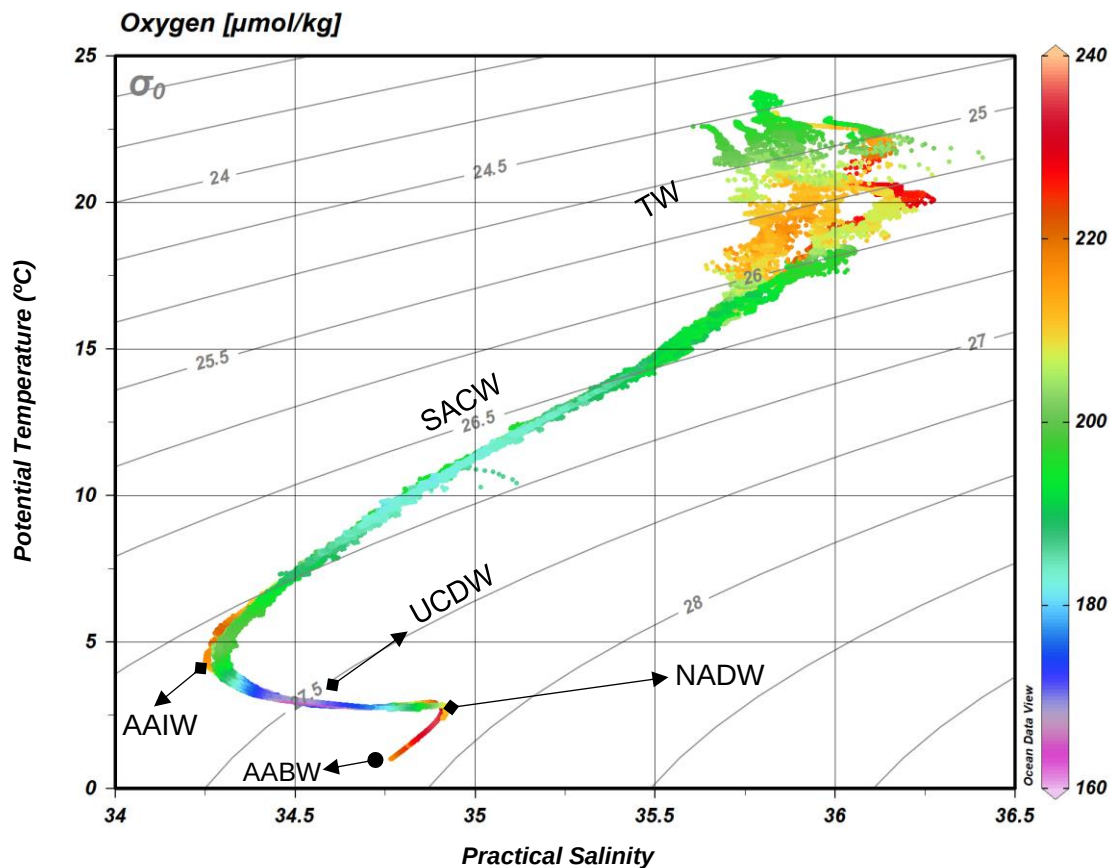
Underneath the AAIW we've found the Upper Circumpolar Deep Water (UCDW) mass, with its distribution until near 1800 m depth (Fig. 3). This water mass has its flux dominated to east by the Antarctic Circumpolar Current (ACC) (VIEIRA, 2018) and besides its current velocities be weak (STRAMMA; ENGLAND, 1999), it interacts with the water masses below and above it, causing a mix of their oceanographic characteristics. These three upper water masses compose an extensive layer in the superior ocean (OUDOT *et al.*, 1999), being the UCDW the deepest one.

An oxygen minimum region (Fig. 5), also found by (RIJKENBERG *et al.*, 2014), was crucial to identify the isopycnal thresholds in the UCDW water mass. Although the mixing of proprieties between the interface of the water masses above and below the UCDW, its density (σ_0) interval was defined at 27.35 - 27.70 kg.m^{-3} , which

were not the exactly same values registered by Bilo (2015) but in agreed with Outdot et al. (1999). While salinity values varied from 34.38 to 34.75, the potential temperature had further a strait interval varying from 2.80 to 3.35 °C, and its extension in the water column was from 1200 to 1800 m depth, with core at 1380 m (Fig. 5).

The North Atlantic Deep Water (NADW) was the most extensive water mass in the region (1800 – 3800 m), its extension was very close to the found by Kijenberg et al. (2014). This cold water can be divided as lower, middle and upper layer, but here, we are going to treat it as a single water mass to simplify the understanding. This water mass comes from the North Hemisphere by the Deep Western Boundary Current (DWBC) (STRAMMA and ENGLAND, 1999), and in the region of the Subtropical Gyre it has its flux usually eastward (RIJKENBERG *et al.*, 2014). The NADW showed

Figure 5 - TS Diagram with arrows indicating the localization of the six water masses found in the ERG region and the Dissolved Oxygen (DO) represented by the color bar. Emphasis to the UCDW with core at isopycnal of 27.5, which was identified by its low DO values in the water column. The mixing of values in the top layer represents the Tropical Water (TW) and its interaction with the atmosphere.



Source: the author (2022).

a very short salinity interval, between 34.75 – 34.92, but with values just higher when compared with the UCDW (Fig. 3). A distinguished salinity maximum lied around 2360 m depth (Fig. 5), which acted as a proxy of the NADW water mass (RIJKENBERG *et*

al., 2014).

The decrease in salinity and temperature below the NADW indicated the presence of the Antarctic Bottom Water (AABW), in agreed with Rijkenberg *et al.* (2014) (Fig. 5). This confined water mass doesn't show large salinity fluctuations, and had its distribution from 3800 m up to the bottom, near 4200 m depth. The local topography causes an upwelling portion of this water mass into the NADW (MONTSERRAT *et al.*, 2018), and in the western boundary of South Atlantic Ocean region, this water mass usually flows northward (STRAMMA and ENGLAND, 1999).

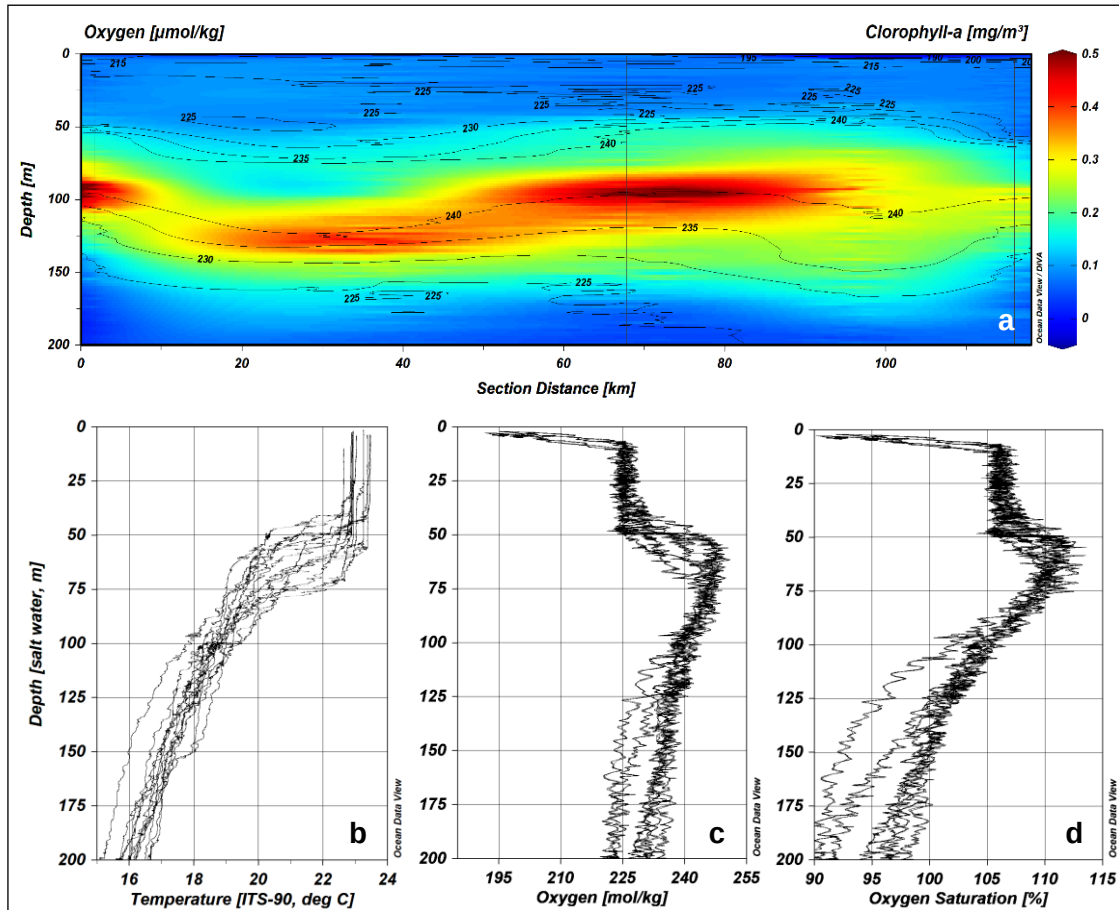
As a product of the cold and dense water flowing from the shelf of the Weddell Sea encountering with the salty NADW (EMERY, 2001), the AABW sinks and becomes the densest water mass in the TS Diagram with density isopycnal practically constant at 27.84 kg.m^{-3} . In the TS Diagram, this water mass it's only a single point but remarkable by its constant proprieties in the TS curve (Fig. 5).

3.3.2 Primary Production (mg.m^{-3}), Saturation Rate (%) and Dissolved Oxygen ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$)

We may start highlighting the fact that DO is considered a proxy to set water masses boundaries all over the world, and, behaving as a nonconservative element in the water column it is under influence of biological conditioning (EMERY, 2001). In addition to this, the deoxygenation process can take decades to be well described but it is already in course in various regions from the globe (BUSECKE *et al.*, 2019; SCHMIDTKO; *et al.* 2017; SWEETMAN *et al.*, 2017), being able to change the oceanic environment in its most singular definition.

In the first ~200 meters (location of the Tropical Water Mass) the DO suffers influence from the atmosphere and, mainly in productive areas, it may reflect the primary production context, which here was measured by the fluorescence that's represents the chlorophyll. This superficial layer in the euphotic zone is called by Montserrat *et al.* (2018) as a "High light-low nutrient layer" that represents a condition of low chlorophyll concentrations, with maximum value near to 0.6 mg.m^{-3} (at ~100 m depth) and also reflects a well-mixed state that can be seen in the temperature profile as an almost constant parameter in the first 50-60 m (Fig. 6b). These chlorophyll values are expected for the region, taking into account the offshore circumstances.

Figure 6 - (a) Section graphic presenting the chlorophyll-a ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$), parameter obtained by the fluorescence measurement and isopycnals representing the DO values. Its peak was always around 100 m depth. (b) Temperature ($^{\circ}\text{C}$) vertical profile. (c) Dissolved Oxygen ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) vertical profile. (d) Oxygen saturation rate (%) vertical profile. All graphics were produced with in situ data and show the first layer (up to 200 m depth) for the RGR area.



Source: the author (2022).

The low primary productivity scenario also shows us that, even when submitted to an oligotrophic condition, the chlorophyll distribution along the water column follows a pattern driven by biogeochemical process as mineralization and export of organic matter (OM) to the deep ocean. The vertical structure of temperature is one of the most responsible for its pattern, once a seasonal thermocline has its development in the first 50 to 75 m depth (Fig. 6b), just above where we found the peak of fluorescence (Fig. 6a). This peak is an explicit response to the accumulation of OM in the bottom of the thermocline, being this thin layer fundamental for the abundance of microorganisms. (HOEGH-GULDBERG *et al.*, 2014) emphasize the fact that chlorophyll levels can change due to the increasing of global temperature and can also present fluctuations in its concentrations in response to the oceanographic seasonal variability.

The percent of oxygen saturation (SAT) represents the amount of oxygen that a

given water body can retain considering its physical-chemical conditions as temperature and salinity, and can also take into account its density. In the surface, the interaction with the atmosphere, makes this water parcel fully saturated or even more than that, being considered a supersaturated condition, almost all the time. In the first 50 m depth the saturation rate reached values around 106% (Fig. 6d), suggesting that this water parcel is under well oxygenated conditions and under influence of the constant temperature (Fig. 6b).

Once temperature began to decrease rapidly (Fig. 6b), the DO content had its concentration enhanced reaching up $251.84 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ at 63 m depth in 2018, which was followed by an implementation on the saturation rate catching up values near 115 %. These maximum values remained until 100 m depth, where we found the peak for chlorophyll. It may suggest that this primary productivity, besides being low, influences the DO content in the layer around, and mainly above it (Fig. 6a).

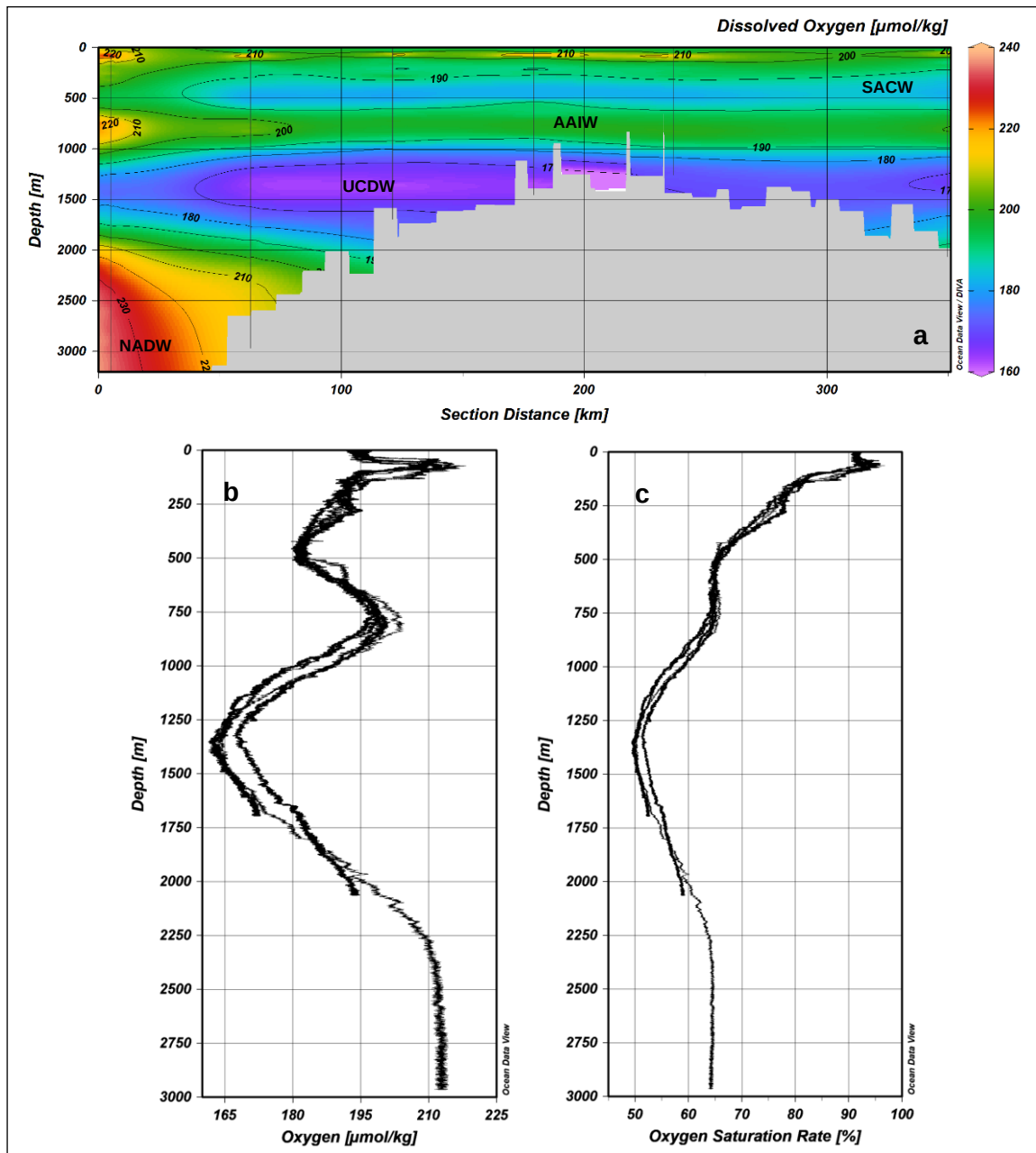
As long as the permanent thermocline started its development, around 75m depth (Fig. 6b), and the temperature continued to decline, the DO amount did not change in the same magnitude, causing the drop of SAT to values above 100% from 105 m depth onwards, reaching 90% at 200 m depth (Fig. 7d). From this depth, the water body does not behavior itself as a source of oxygen to the atmosphere, but as a sink of DO to the different consumption processes as oxidation-reduction reactions and biological respiration, without effective oxygen supply to the water column.

3.3.2.1 Oxygen Minimum Zone

In the water column the DO maximum values were usually located in the surface layer (<100 m). As mentioned above, the interaction between ocean and atmosphere works in order to add oxygen to the seawater, that's is diffused in the first meters, being the primary productivity, despite low, also responsible for contributing to the increment of DO in deeper layers (Fig. 6a). The moment the light is extinguished and the aphotic zone began, the decay of DO is notable and followed by the decline of SAT (Fig. 7c) until it reaches intermediate depths. Around 500 m depth the DO content presented smaller values when compared with the water mass surround it and the SAT showed ratio near 65% (Fig. 7a). This part of the water column is occupied by SACW (Fig. 5), that's has in its proprieties an oxygen minimum located in its lowest part, normally in tropical regions (STRAMMA and ENGLAND, 1999).

Lower in the water column, the increment of DO (Fig. 7b), still in intermediate depths but now in the AAIW, is called by (STRAMMA; ENGLAND, 1999) as the ‘high-oxygen tongue’, an original characteristic of this water mass also found by Oudot et al. (1999). In the South Atlantic Ocean the AAIW flows to the north hemisphere, carrying oxygenated water, and is further driven by the anticyclonic gyre in the subtropical region, and its oxygen higher levels are due to its source area, located in oxygen-rich surface waters of the Subantarctic Front (45°S) (OUDOT *et al.*, 1999).

Figure 7 - In situ data for (a) Dissolved Oxygen, in a section graphic, with emphasis to the development of an Oxygen Minimum Zone defining a core for the Under Circumpolar Deep Water (UCDW), (b) Dissolved oxygen vertical profiles and (c) Oxygen Saturation Rate vertical profiles.



Source: the author (2022).

Regardless of having the DO content enhanced, the SAT in the AAIW did not show any progress, it remained stable around 65%, from 500 up to ~750m depth (Fig. 7c). As it comes to the Saturation Rate parameter, the increment in the DO amount was somehow compensated by the decrease of salinity and temperature values (Fig. 5), which work in order to enhance the water body capacity of retaining DO.

The region with the lowest DO values was placed in the UCDW water mass. These are still waters with low salinity and temperature levels, around 34.5 and 2.5 °C respectively (Fig. 5), but with higher dissolved nutrient concentrations when compared to the water masses around it (VIEIRA, 2018). The development of this water mass' specific characteristics occurred below 750 m depth and reached its intensive core at 1360 m depth, with distinguished DO minimum levels, acting as a proxy to set this water mass. The Oxygen Minimum Zone centered around σ 27.5 kg.m⁻³, very similar to the found by Talley et al. (2011), and had its extension from near 1000 m to 1750 m depth, with DO concentrations about 160 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ and SAT close to 49% in 2018, establishing the core of the UCDW.

The UCDW is an old water mass that has its origin in the Pacific and Indian Oceans. As it flows to the Southern Ocean the DO is being consumed by biogeochemical activities and reactions, giving its oxygen-poor and nutrient-rich features (KÜTTER *et al.*, 2022). In the Subtropical Gyre, the northward flowing UCDW extends its fresh and low oxygen characteristics near to the equator (STRAMMA and ENGLAND, 1999). Sometimes this water mass can be contextualized as a primary productivity outset, when it comes to the surface with high nutrient content in upwellings events (ROSSO *et al.*, 2020), but also stimulating the carbon outgassing. This scenario is composed of a synergetic factor once the degradation of organic matter, especially in the OMZ region, increases the CO₂ amount and by that it leads to the drop of the pH, causing the water mass to have a more acid condition, already found by Gerhardt and Henrich (2001) for the UCDW.

The saltier and colder NADW opposed to the UCDW flux, flows to the south with a very large ocean water parcel, and has its origins in the Arctic basin at the North Atlantic (KÜTTER *et al.*, 2022). This gives the NADW an enhancement of DO when compared to the UCDW, from 1750m until near the bottom reaching the DO stability around 213 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ and SAT 64% (Fig. 7b). The low nutrient may be the responsible by the low DO demand in the NADW. Underneath it is located the deepest water mass, with a discreet increment in the DO content (216 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$) and a remarkable decrease

in salinity (34.71), the AABW is a very cold and dense water type with a silicate maximum (VIEIRA, 2018), formed in polar regions (EMERSON and HEDGES, 2008), and was represented by a single point in the TS diagram (Fig. 5) with constant properties.

3.3.3 Climatological Observations

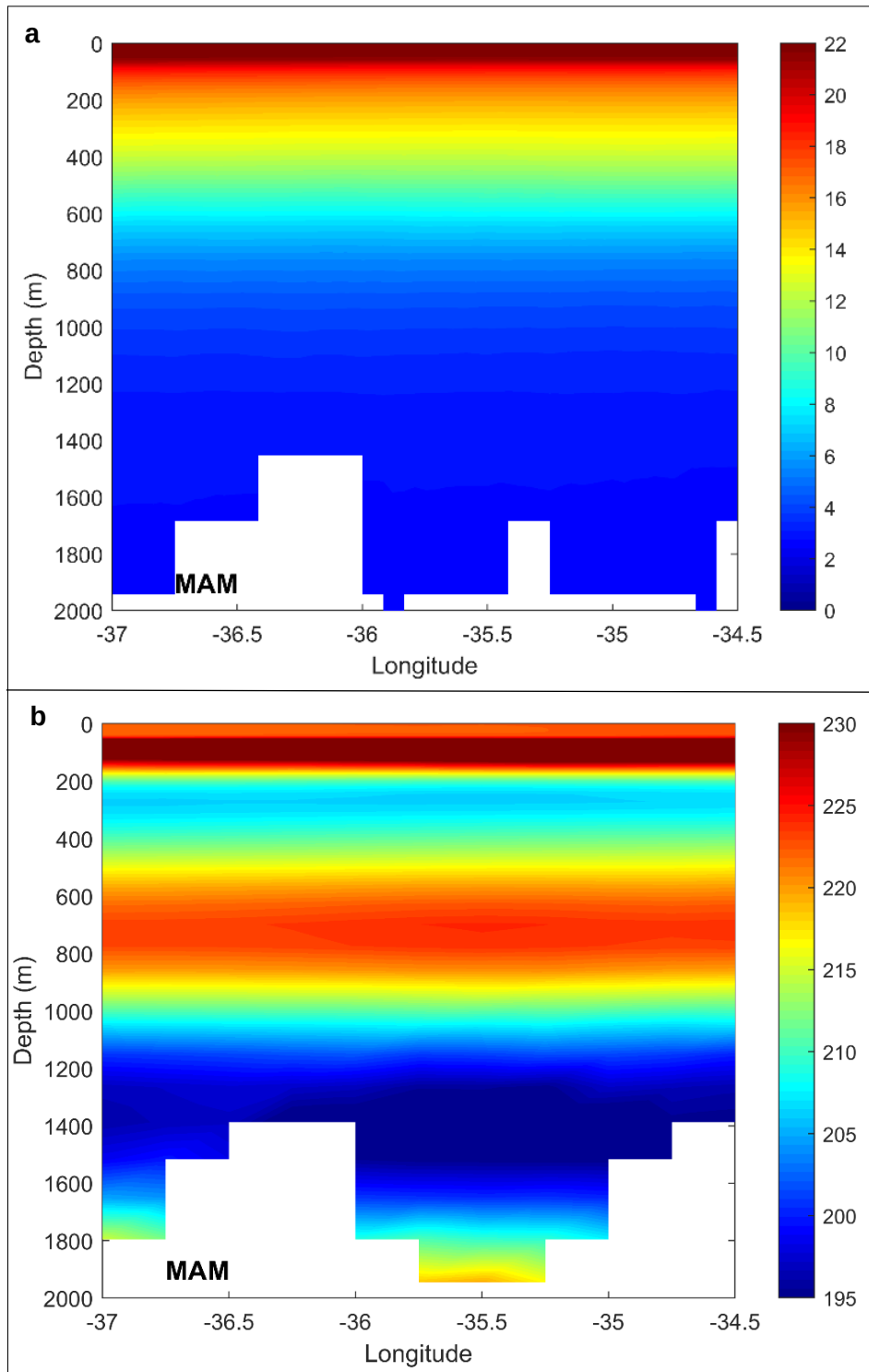
Based on climatological data, the temperature did not show any significant changes throughout the year (figure not showed), remaining its vertical structure basically stable. High superficial temperatures with a quick decrease in the first meters as a consequence of the development of a thin seasonal thermocline show us the influence of the air-sea interaction and its heat exchanges in the surface waters. Further deeper the permanent thermocline, up to 600 m was still under influence of the atmosphere but it is much softer (Fig. 8a).

However, a thick layer from 600 m up to the bottom (2000 m) did not show much changes in the time series observations, meaning that this large layer has much more stability when compared with the layer above it. It's due to this *equilibrium state* that any small change in its temperature levels, DO content/saturation rate, or some others oceanographic parameters, can lead to catastrophic effects, whether they have biological or biogeochemical impacts.

The DO concentrations and distribution seen in the climatological evaluation were very similar to the profile identified with in situ observations (Fig. 7). Values up to $230 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ were present in the first meter depth with a core between 25 and 150 m (Fig. 8b). Underneath this superficial layer, the SACW was still warm and salty, and showed historically lower values when compared to the water mass around it, characterizing a first zone where low oxygen levels lay (KIEL; WALES, 1999). The AAIW followed by the UCDW are the two last water masses with relatively influence of the warm superficial Atlantic layer.

Naturally the AAIW display an implement in the DO amount due to its formation characteristics (OUDOT *et al.*, 1999). This water body showed DO values around $225 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ and had its extension from near 600 m to 1200 m depth, being its boundaries always in mixture with poor oxygenated water masses surround it (Fig. 8).

Figure 8 - Quarterly climatology (28 years) of ocean temperature °C (a) and Dissolved Oxygen $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (b) up to 2000 m depth, for March, April and May (MAM)b. The OMZs' position extends from 1200 up to 1600 m depth.



Source: the author (2022).

This mixing can benefit some biogeochemical features like the reduction of a less basic condition to the water masses surround it (GERHARDT; HENRICH, 2001). Below the AAIW, the UCDW presented the OMZ aspect with core around 1400 m depth with DO values around $195 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Fig. 8b), corroborating our in-situ data. Down this depth,

the DO content showed increment and stability in deeper layers.

3.4 CONCLUSIONS

Six water masses were found in the region of the ERG, within them we highlight the superior ones, where the TW owned the maximum DO, which could be associated with the peak of chlorophyll around 75 m depth and mainly the air-sea interaction producing its well oxygenated waters. Just below it the SACW presented a linear distribution of its temperature and salinity in the TS diagram, with a first oxygen minimal registered, due to its biogeochemical conditions, being the DO consumption favored by the OM accumulation and posterior degradation in the base of the seasonal thermocline.

The AAIW preserved its formation characteristics as a ‘high-oxygen tongue’, being important to the water masses around it, as long as the mixing, with poor oxygen waters, occurs in its boundaries. Finally, the Oxygen Minimum Zone found in the ERG area, which was also favored by the remineralization of the OM, had its development bellow the base of permanent thermocline, as a persistent attribute of the UCDW, and reached DO values around 50% less than this water body could retain.

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A construção de uma linha de base ambiental para a área da Elevação do Rio Grande foi um dos objetivos primordiais do presente trabalho, que conseguiu desenvolver os diferentes aspectos pertinentes à descrição da estrutura hidrológica para a região. Os parâmetros analisados serviram como suporte para a identificação e qualificação das variáveis oceanográficas atuantes no local. Além dos dados *in situ* nos anos de 2018 e 2020, a análise climatológica nos mostrou um retrato fiel da variabilidade a quais os parâmetros estudados estão submetidos, projetando assim, uma perspectiva de validação dos dados de modelo usados no estudo .

O perfil vertical dos parâmetros hidrológicos nos forneceu informações acerca das seis massas d'água presente no local, além de descreve-las em relação a sua extensão e localização espacial. A clorofila em função fluorescência evidenciou a influência do parâmetro, pelo menos nas camadas superficiais, onde o pico foi encontrado muito próximo das máximas concentrações de OD, favorecendo a relação direta dos mesmos.

Para além da identificação das massas d'água através do diagrama TS, que se mostrou bastante eficiente, quando levada em consideração as biografias pertinentes para a região de estudo, o parâmetro de oxigênio dissolvido permitiu a identificação da Água do Fundo da Antártica, que se apresentou de maneira muito discreta no diagrama TS. Assim como utilização do OD como um “marcador” ou representante de determinado corpo hídrico, a associação entre temperatura, salinidade e profundidade/pressão para estabelecimento da taxa de saturação daquele corpo hídrico se mostrou de muita importância, principalmente para águas profundas, onde a atividade biológica de consumo e produção de OD é praticamente inexistente, restando à condição conservativa a avaliação dos níveis de OD.

Por final, leva-se em consideração que o acompanhamento e avaliação dos presentes e demais parâmetros para a coluna d'água, dentre eles os nutrientes dissolvidos, carbono inorgânico e orgânico total, dentre outros, se fazem necessários, uma vez que além do cenário de mudanças climáticas se pertinente para o objeto de estudo, a pluralidade e multidisciplinaridade de pesquisas realizadas na área da ERG ainda são pequenas e escassas.

REFERÊNCIAS

- ARAUJO, M. *et al.* Salinity-induced mixed and barrier layers in the southwestern tropical Atlantic Ocean off the northeast of Brazil. **Ocean Science**, 2011. v. 7, n. 1, p. 63–73.
- BARONI, I. R.; PALASTANGA, V.; SLOMP, C. P. Enhanced Organic Carbon Burial in Sediments of Oxygen Minimum Zones Upon Ocean Deoxygenation. **Frontiers in Marine Science**, 2020. v. 6, n. January, p. 1–15.
- BEATY, T. *et al.* Response of export production and dissolved oxygen concentrations in oxygen minimum zones to pCO₂ and temperature stabilization scenarios in the biogeochemical model HAMOCC 2.0. **Biogeosciences**, 2017. v. 14, n. 4, p. 781–797.
- BERGUE, C. T.; BRANDÃO, S. N.; ZERFASS, G. De S. Dos A. Palaeoceanographical events from the late Miocene to Pleistocene of the Rio Grande Rise (south-western Atlantic) as indicated by Ostracoda. **Journal of Systematic Palaeontology**, 2019. v. 17, n. 17, p. 1277–1298. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/14772019.2018.1536895>>.
- BILÓ, T. C. **The changing Brazil Current system between 23°S-31°S: vertical structure and mesoscale dynamics**. [S.l.]: Universidade de São Paulo, 2015.
- BOEBEL, O. *et al.* The intermediate depth circulation of the western South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, 1999. v. 26, n. 21, p. 3329–3332.
- BOEBEL, Olaf; SCHMID, Claudia; ZENK, Walter. Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise. **Journal of Geophysical Research**, 1997. v. 102, n. C9, p. 20.
- BOPP, L. *et al.* Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: Projections with CMIP5 models. **Biogeosciences**, 2013. v. 10, n. 10, p. 6225–6245.
- BOPP, Laurent *et al.* Climate-induced oceanic oxygen fluxes : Implications for the contemporary carbon budget. **Global Biogeochemical Cycles**, 2002. v. 16, n. 2, p. 1022–1035.
- BREITBURG, D. *et al.* Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. **Science**, 2018. v. 359, n. 6371.
- BREITBURG, D. L. *et al.* And on top of all that...: Coping with ocean acidification in the midst of many stressors by denise. **Oceanography**, 2015. v. 28, n. 2, p. 48–61.
- BROWN, E. *et al.* **Seawater: its Composition, Properties and Behaviour**. Second ed.

[S.l.]: [s.n.], 1995.

BUSECKE, J. J. M.; RESPLANDY, Laure; DUNNE, John P. The Equatorial Undercurrent and the Oxygen Minimum Zone in the Pacific. **Geophysical Research Letters**, 2019. v. 46, n. 12, p. 6716–6725.

BUSHINSKY, S. M. *et al.* Oxygen in the Southern Ocean From Argo Floats: Determination of Processes Driving Air-Sea Fluxes. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 2017. v. 122, n. 11, p. 8661–8682.

CAMBOA, L. A. P.; RABINOWITZ, P. D. The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. **Marine Geology**, 1984. v. 58, n. 1–2, p. 35–58.

CAVAN, E. L. *et al.* Remineralization of particulate organic carbon in an ocean oxygen minimum zone. **Nature Communications**, 2017. v. 8, n. May 2016, p. 1–9. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/ncomms14847>>.

DEUTSCH, Curtis *et al.* Climate-Forced Variability of Ocean Hypoxia. **Science**, 2011. v. 333, n. July, p. 336–339.

_____ *et al.* Centennial changes in North Pacific anoxia linked to tropical trade winds. **Science**, 2014. v. 345, n. 6197, p. 665–668.

DIAZ, R. J.; ROSENBERG, R. Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. **Science**, 2008. v. 321, n. 5891, p. 926–929. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18703733>>.

DIJKSTRA, H. A. **Dynamical Oceanography**. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2008.

DOTY, M. S.; OGURI, M. The Island Mass Effect. **ICES Journal of Marine Science**, 1956. v. 22, n. 1, p. 33–37.

DUTEIL, O.; OSCHLIES, A.; BÖNING, C. W. Pacific decadal oscillation and recent oxygen decline in the eastern tropical Pacific Ocean. **Biogeosciences**, 2018. v. 15, n. 23, p. 7111–7126.

EKAU, W. *et al.* Impacts of hypoxia on the structure and processes in pelagic communities (zooplankton, macro-invertebrates and fish). **Biogeosciences**, 2010. v. 7, n. 5, p. 1669–1699.

EMERSON, S. R.; HEDGES, J. I. **Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle**. New York: Cambridge University Press, 2008.

EMERY, W. J. Water Types and Water Masses. **Encyclopedia of Ocean Sciences: Second Edition**, 2001. p. 3179–3187.

FARRELL, A. P. Pragmatic perspective on aerobic scope: Peaking, plummeting, pejus

- and apportioning. **Journal of Fish Biology**, 2016. v. 88, n. 1, p. 322–343.
- GALLO, N. D.; LEVIN, L. A. **Fish Ecology and Evolution in the World's Oxygen Minimum Zones and Implications of Ocean Deoxygenation**. 1. ed. [S.l.]: Elsevier Ltd., 2016. V. 74.
- GARCIA, H. E. *et al.* On the variability of dissolved oxygen and apparent oxygen utilization content for the upper world ocean : 1955 to 1998. **Geophysical Research Letters**, 2005. v. 32, n. May 2005.
- GERHARDT, S.; HENRICH, R. Shell preservation of *Limacina inflata* (Pteropoda) in surface sediments from the Central and South Atlantic Ocean: A new proxy to determine the aragonite saturation state of water masses. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, 2001. v. 48, n. 9, p. 2051–2071.
- GILLY, W. F. *et al.* Oceanographic and biological effects of shoaling of the oxygen minimum zone. **Annual Review of Marine Science**, 2013. v. 5, p. 393–420.
- GOBLER, C. J.; BAUMANN, H. Hypoxia and acidification in ocean ecosystems: Coupled dynamics and effects on marine life. **Biology Letters**, 2016. v. 12, n. 5.
- GRAÇA, M. C.; KUSZNIR, N.; GOMES STANTON, N. S. Crustal thickness mapping of the central South Atlantic and the geodynamic development of the Rio Grande Rise and Walvis Ridge. **Marine and Petroleum Geology**, 2019. v. 101, p. 230–242.
Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.12.011>>.
- HAREN, H. VAN *et al.* Internal wave turbulence at a biologically rich Mid-Atlantic seamount. **PLoS ONE**, 2017. v. 12, n. 12, p. 1–16.
- HELLY, J. J.; LEVIN, Lisa A. Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, 2004. v. 51, n. 9, p. 1159–1168.
- HELM, K. P.; BINDOFF, N. L.; CHURCH, J. A. Observed decreases in oxygen content of the global ocean. **Geophysical Research Letters**, 2011. v. 38, n. 23, p. 1–6.
- HOEGH-GULDBERG, O. *et al.* **Climate Change 2014 – Impacts, Adaptation and Vulnerability: Part B: Regional Aspects. Intergovernmental Panel on Climate Change**. [S.l.]: [s.n.], 2014.
- ISENSEE, K. *et al.* **The Ocean is Losing its Breath: Declining Oxygen in the World's Ocean and Coastal Waters – Summary for Policy Makers**. Paris: [s.n.], 2018. Disponível em: <<https://theconversation.com/the-ocean-is-losing-its-breath-and-climate-change-is-making-it-worse-66192>>.
- JOVANE, L. *et al.* Multidisciplinary Scientific Cruise to the Rio Grande Rise.

Frontiers in Marine Science, 2019. v. 6, n. May, p. 1–7.

KALVELAGE, T. *et al.* Nitrogen cycling driven by organic matter export in the South Pacific oxygen minimum zone. **Nature Geoscience**, 2013. v. 6, n. 3, p. 228–234.

Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1739>>.

KARENSEN, J.; STRAMMA, L.; VISBECK, M. Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. **Progress in Oceanography**, 2008. v. 77, n. 4, p. 331–350.

KEELING, R. E.; KÖRTZINGER, A.; GRUBER, N. Ocean deoxygenation in a warming world. **Annual review of marine science**, 2010. v. 2, n. September, p. 199–229.

KIEL, U.; WALES, S. M. • the England [1991]. In addition , we • ssess how well ocean general circulation models (GCMs) Atlantic Central Water (SACW) is of South Atlantic origin in the subtropical gyre , of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) is dominated by the . **Water**, 1999. v. 104.

KÜTTER, V. T. *et al.* Mercury distribution in water masses of the South Atlantic Ocean (24°S to 20°S), Brazilian Exclusive Economic Zone. **Marine Pollution Bulletin**, 2022. v. 176, n. February.

LE, J. T.; LEVIN, Lisa A.; CARSON, R. T. Incorporating ecosystem services into environmental management of deep-seabed mining. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, 2017. v. 137, p. 486–503. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2016.08.007>>.

LEVIN, Lisa A. Manifestation, Drivers, and Emergence of Open Ocean Deoxygenation. **Annual Review of Marine Science**, 2018. v. 10, n. 1, p. 229–260.

LIMBURG, K. E. *et al.* Ocean Deoxygenation: A Primer. **One Earth**, 2020. v. 2, n. 1, p. 24–29. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.oneear.2020.01.001>>.

MCCIP. **Marine Climate Change Impacts Report Card 2020**. [S.l.]: [s.n.], 2020. Disponível em: <http://www.mccip.org.uk/media/1999/mccip-report-card-2020_webversion.pdf>.

MANUS, R. O. M. O alto preço de viver longe de casa. 24.06.2015. Disponível em: <<https://instanteeterno.tumblr.com/post/122342543921/o-alto-pre%C3%A7o-de-viver-longo-de-casa-ruth-manus#notes>> Acesso em: 21.10.2022.

MERCIER, H.; ARHAN, M.; LUTJEHARMS, J. R. E. Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January-March 1995. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, 2003. v. 50, n. 7, p. 863–887.

- METZLER, P. M. *et al.* New and regenerated production in the South Atlantic off Brazil. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, 1997. v. 44, n. 3, p. 363–384.
- MÖLLER, O. O. *et al.* The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Continental Shelf Research**, 2008. v. 28, n. 13, p. 1607–1624.
- MONTSERRAT, F. *et al.* Deep-sea Mining on the Rio Grande Rise (Southwestern Atlantic): A Review on Environmental Baseline, Ecosystem Services and Potential Impacts. **Deep Sea Research**, 2018. p. 88–93. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.dineu.2015.08.001>>.
- OSCHLIES, A. *et al.* Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation. **Nature Geoscience**, 2018. v. 11, n. 7, p. 467–473. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41561-018-0152-2>>.
- _____ *et al.* Loss of fixed nitrogen causes net oxygen gain in a warmer future ocean. **Nature Communications**, 2019. v. 10, n. 1, p. 1–7.
- OUDOT, C. *et al.* On the crossing of the equator by intermediate water masses in the western Atlantic ocean: Identification and pathways of Antarctic Intermediate Water and Upper Circumpolar Water. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 1999. v. 104, n. C9, p. 20911–20926.
- PEREZ, J. A. A. *et al.* Patterns of life on the southern Mid-Atlantic Ridge: Compiling what is known and addressing future research. **Oceanography**, 2012. v. 25, n. 4, p. 16–31. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.80>>.
- RESPLANDY, Laure. Climate change and oxygen in the ocean. **Nature**, 2018. v. 557, p. 314–315.
- RICHARDS, F. A. **Oxygen in the Ocean**. [S.l.]: [s.n.], 1957. V. 1.
- RIJKENBERG, M. J. A. *et al.* The distribution of dissolved iron in the West Atlantic Ocean. **PLOS ONE**, 2014. v. 9, n. 6, p. 1–14.
- RODRIGUES, R. R.; ROTHSTEIN, L. M.; WIMBUSH, M. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. **Journal of Physical Oceanography**, 2007. v. 37, n. 1, p. 16–30.
- ROSSO, I. *et al.* Water Mass and Biogeochemical Variability in the Kerguelen Sector of the Southern Ocean: A Machine Learning Approach for a Mixing Hot Spot. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 2020. v. 125, n. 3, p. 1–23.
- SCHMIDTKO, S.; STRAMMA, L.; VISBECK, M. Decline in global oceanic oxygen

- content during the past five decades. **Nature**, 2017. v. 542, n. 7641, p. 335–339.
Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nature21399>>.
- SEIBEL, Brad A. Critical oxygen levels and metabolic suppression in oceanic oxygen minimum zones. **Journal of Experimental Biology**, 2011a. v. 214, n. 2, p. 326–336.
- _____. Critical oxygen levels and metabolic suppression in oceanic oxygen minimum zones. **Journal of Experimental Biology**, 2011b. v. 214, n. 2, p. 326–336.
- SILVA, A. *et al.* Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western Equatorial Atlantic. **Brazilian Journal of Oceanography**, 2005. v. 53, n. 3–4, p. 83–98.
- SILVA, M. De A. **Caracterização da estrutura termohalina no entorno das ilhas oceânicas de Fernando de Noronha, Atol das Rocas e São Pedro e São Paulo**. [S.l.]: [s.n.], 2016. ISBN 9780511993398. Disponível em: <https://www.bertelsmann-stiftung.de/fileadmin/files/BSt/Publikationen/GrauePublikationen/MT_Globalization_Report_2018.pdf><http://eprints.lse.ac.uk/43447/1/India_globalisation%2C_society_and_inequalities%28lsero%29.pdf><<https://www.quora.com/What-is-the>>.
- SMITH, A. **Environmental Features Relevant to Deep-Sea Mining along the Rio Grande Rise for the Implementation of Protected Areas**. [S.l.]: [s.n.], 2017.
- STEELE, J. H.; THORPE, S. A.; TUREKIAN, K. K. **Encyclopedia of Ocean Sciences**. 2nd. ed. [S.l.]: Elsevier Ltd., 2011.
- STEWART, K. *et al.* Oxic, suboxic, and anoxic conditions in the Black Sea. **The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement**, 2007. p. 1–21.
- STIERHOFF, K. L.; TARGETT, T. E.; POWER, J. H. Hypoxia-induced growth limitation of juvenile fishes in an estuarine nursery: Assessment of small-scale temporal dynamics using RNA:DNA. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, 2009. v. 66, n. 7, p. 1033–1047.
- STRAMMA, L. *et al.* Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, 2010. v. 57, n. 4, p. 587–595. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2010.01.005>>.
- _____. *et al.* Expansion of oxygen minimum zones may reduce available habitat for tropical pelagic fishes. **Nature Climate Change**, 2011. v. 2, n. 1, p. 33–37. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1304>>.
- _____. *et al.* Trends and decadal oscillations of oxygen and nutrients at 50 to 300 m depth in the equatorial and North Pacific. **Biogeosciences**, 2020. v. 17, n. 3, p. 813–831.

- _____; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 1999. v. 104, p. 20.
- SVERDRUP, H. U. On the explanation of the oxygen minima and maxima in the oceans. **ICES Journal of Marine Science**, 1938. v. 13, n. 2, p. 163–172.
- SWEETMAN, A. K. *et al.* Major impacts of climate change on deep-sea benthic ecosystems. **Elementa**, 2017. v. 5, p. 23.
- TERAMOTO, T. (Org.). **Deep Ocean Circulaion physical and chemical aspects**. Amsterdam: Elsevier Scoence Publishers B. V., 1993.
- TRUCCO-PIGNATA, P. N. *et al.* Ventilation of the upper oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico: Implications of El Niño 2015-2016. **Frontiers in Marine Science**, 2019. v. 6, n. JUL, p. 1–17.
- TRUJILLO, A. P.; THURMAN, H. V. **Essentials of Oceanography**. Tenth ed. [S.l.]: [s.n.], 2011.
- VIEIRA, C. M. **Nutrientes como traçadores químicos de massas de água e indicadores de processos biogeoquímicos ao longo de uma seção transversal na costa Sul do Brasil**. [S.l.]: Universidade de São Paulo, 2018.
- WARD, B. B. *et al.* Denitrification as the dominant nitrogen loss process in the Arabian Sea. **Nature**, 2009. v. 461, n. 7260, p. 78–81. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nature08276>>.
- WARREN, B. A. Context of the suboxic layer in the Arabian Sea. **Proceedings of the Indian Academy of Sciences - Earth and Planetary Sciences**, 1994. v. 103, n. 2, p. 301–314.
- WHITNEY, F. A.; BOGRAD, S. J.; ONO, T. Nutrient enrichment of the subarctic Pacific Ocean pycnocline. **Geophysical Research Letters**, 2013. v. 40, n. 10, p. 2200–2205.
- WISHNER, K. F. *et al.* Ocean deoxygenation and zooplankton: Very small oxygen differences matter. **Science Advances**, 2018. v. 4, n. 12, p. 1–9.
- WYRTKI, K. The oxygen minima in relation to ocean circulation. **Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts**, 1962. v. 9, p. 11–23.
- ZHENG, X. Y. *et al.* Rare earth elements (REEs) in the tropical South Atlantic and quantitative deconvolution of their non-conservative behavior. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 2016. v. 177, p. 217–237. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2016.01.018>>.